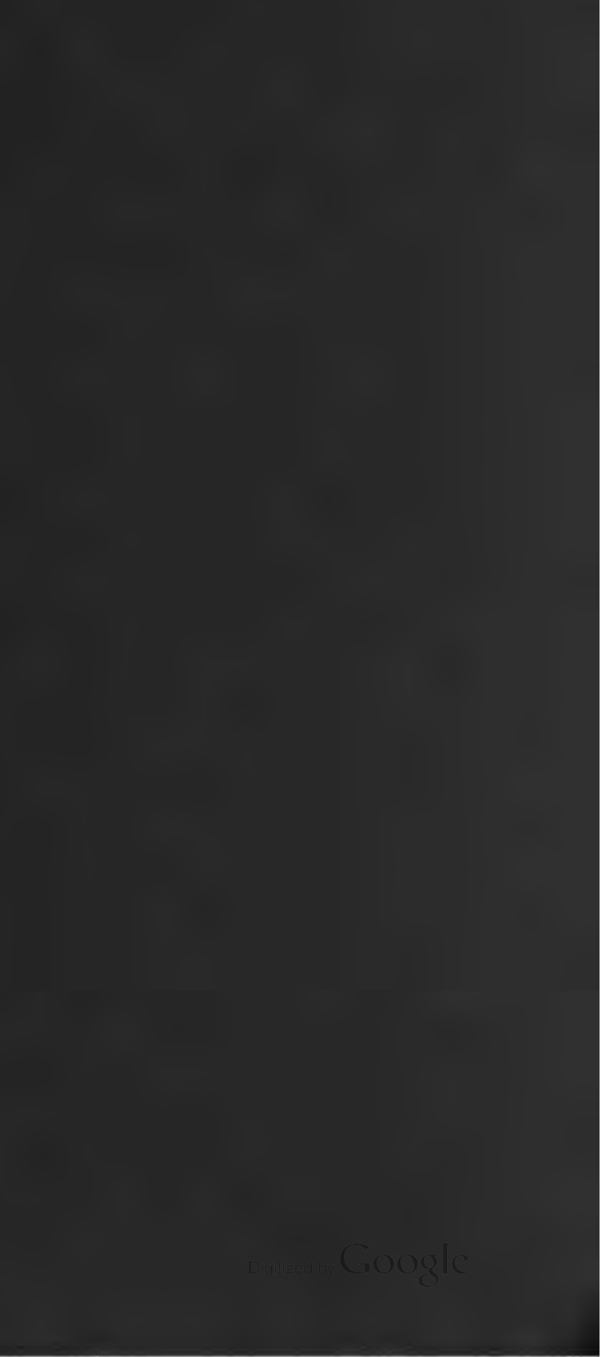


August Sieberg

Handbuch der Erdbebenkunde


Digitized by Google



Handbuch

der

Erdbebenkunde

Handbuch

der

Erdbebenkunde

Von

August Sieberg

Erster Assistent am Meteorologischen Observatorium in Aachen

Mit 113 Abbildungen und Karten im Text



Braunschweig
Druck und Verlag von Friedrich Vieweg und Sohn
1904

cP

Vorwort.

Da für das Deutsche Reich eine einheitliche Organisation und lebhaftere Betätigung der Erdbebenforschung in Aussicht genommen ist, da ferner durch die Staaten-Assoziation zum Zwecke gleichmäßiger Durchführung der seismischen Forschung, welche die offiziellen Vertreter der meisten Kulturstaaten auf der zu Straßburg i. E. vom 24. bis 28. Juli 1903 abgehaltenen II. Internationalen Seismologischen Konferenz beschlossen haben, ein neues Zeitalter der Seismologie inauguriert wurde, so schien mir der Zeitpunkt geeignet für den Versuch, einen Überblick über den augenblicklichen Stand dieser Wissenschaft zu geben. Zwar fehlt es nicht gänzlich an einschlägigen Lehrbüchern, aber der ungemein rasche Aufschwung, welchen die Erdbebenforschung gerade in den letzten Jahren nahm, hat eine Neubearbeitung des Stoffes notwendig gemacht. Selbst John Milnes so verdienstvolle „Seismology" entspricht nicht mehr völlig den heutigen Anforderungen, und da sich überdies das von mir geplante Handbuch in seiner ganzen Anlage grundsätzlich von ihr unterscheiden sollte, vor allem durch eingehende Berücksichtigung auch der Praxis der Erdbebenforschung, so glaubte ich einem tatsächlich vorhandenen Bedürfnis Rechnung zu tragen, indem ich an dessen Bearbeitung herantrat.

Mit dem vorliegenden Handbuche wurde in erster Linie beabsichtigt eine Sammlung und gedrängte Bearbeitung nach einheitlichen Gesichtspunkten der wichtigeren Forschungsergebnisse auf dem gesamten seismologischen Gebiete, welche im Laufe der Jahre bis zur Gegenwart in zahlreichen Einzelabhandlungen da und dort in Zeitschriften der verschiedensten Tendenz und Völker zerstreut niedergelegt sind. Neben den makro-, mikro- und bradyseismischen Bewegungen sollten auch die Instrumentenkunde und die Methoden

seismischer Forschung eingehende, den neuzeitlichen Anforderungen entsprechende Würdigung finden. Um den Umfang des Buches nicht allzu sehr anschwellen zu lassen, wurden nur die Untersuchungen von wirklich wissenschaftlichem Werte, und von diesen auch nur die Kernpunkte und Endergebnisse, nach Möglichkeit berücksichtigt, wenngleich ich mir mancher Unterlassungen bewußt bin. Zahlreich bemessene Literaturnachweise bieten jedoch die erforderlichen Anhaltspunkte, um sich über jede Frage weitergehend orientieren zu können; weiterhin wurde jeweils die historische Entwickelung wenigstens andeutungsweise dargestellt. Hätte ich mich aber bei meinen Ausführungen ausschließlich auf die bereits abgeschlossenen Theorien beschränken wollen, so wäre bei einer so jungen Wissenschaft, wie die Seismologie trotz ihrer weit zurückreichenden Uranfänge nun einmal ist, die Ausbeute eine zu spärliche gewesen; vielmehr glaubte ich durch direkten Hinweis auf die noch offenen Fragen zeigen zu sollen, wo für die Zukunft bei der Forschung der Hebel einzusetzen ist. Da dem Leser naturgemäß weniger daran gelegen sein kann, meine persönliche Ansicht über den einen oder anderen Punkt kennen zu lernen, als vielmehr ein durch keine subjektiven Einflüsse getrübtes Bild des gegenwärtigen Standes der seismologischen Wissenschaft zu gewinnen, so mußte ich mir eine weitergehende als die hier geübte Kritik oder gar eine Widerlegung von Theorien versagen, wenngleich keine der mitgeteilten Theorien ungeprüft wiedergegeben worden ist. Nur einer derselben möchte ich nach der Sachlage wenigstens an dieser Stelle etwas näher treten, und betone dabei, daß ich mich in diesem Punkte in voller Übereinstimmung mit dem Meteorologischen Observatorium Aachen bzw. dessen Direktor Herrn Dr. P. Polis befinde. Bei den von den verschiedensten Seiten herausgeschälten Beziehungen zwischen meteorologischen und seismischen, namentlich makroseismischen Vorgängen muß im Auge behalten werden, daß häufig genug die Beweiskraft keine so große ist, als es vielleicht auf den ersten Blick scheint. Der Grund ist darin zu suchen, daß das zugrunde gelegte meist ältere Beobachtungsmaterial durchweg den heutigen Anforderungen der Meteorologie nicht zu genügen vermag; denn die Meteorologie, welche auch methologisch so Hervorragendes geleistet hat, bedient sich nur völlig exakter und lange erprobter Untersuchungsmethoden, und muß infolgedessen hierin unbedingt an erster Stelle gehört werden. So sei denn auch erwähnt, daß zurzeit am Aachener Meteorologischen Observatorium

Untersuchungen begonnen sind, welche in dieser Hinsicht vielleicht zu einwurfsfreieren Ergebnissen führen dürften.

Bezüglich des instrumentellen Teiles war ich der Ansicht, daß am zweckentsprechendsten die Beschreibung nur solcher neueren Erdbebenmesser Aufnahme finden sollte, welchen gegenwärtig der größte praktische Wert oder die weiteste Verbreitung zukommt; ganz von den Seismoskopen abzusehen hielt ich jedoch nicht für angebracht. Um so größeres Gewicht wurde aber auf die Wirkungsweise und Behandlung dieser Instrumente, sowie auf sonstige für ihre Verwendung in der Praxis wissenswerte Punkte gelegt.

Mit den hierfür maßgebenden Erwägungen in Einklang steht der Versuch, einmal die wichtigsten bei der seismologischen Forschung zur Anwendung gelangenden Untersuchungsmethoden zusammenhängend zur Darstellung zu bringen, wobei zahlreiche der Praxis entlehnte Beispiele das Verständnis erleichtern sollen. Hierbei dürften sich namentlich auch die von Herrn Professor Dr. W. Láska aufgestellten Hilfstafeln zur Berechnung der Fernbeben als nützlich erweisen, welche im Anhange abgedruckt sind.

Die Zusammenstellungen über die Handhabung des Erdbebenbeobachtungsdienstes in den verschiedenen Ländern werden gleichfalls den Seismologen von Fach nicht unwillkommen sein. Bezüglich der „angewandten" Seismologie habe ich mich jedoch auf einige wenige Mitteilungen rein methodologischen Inhaltes beschränkt, einmal weil dieses Wissensgebiet noch zu wenig über die ersten Anfänge herausgekommen ist, und anderseits weil gerade die am weitesten fortgeschrittenen Zweige desselben vornehmlich den eigentlichen Erdbebenländern zugute kommen.

Wenn auch das Handbuch an erster Stelle für den Laien bestimmt ist, weshalb mein Bestreben darauf gerichtet war, für das Verständnis ein möglichst geringes Maß von Vorkenntnissen erforderlich zu machen, so hoffe ich doch auch dem Fachseismologen, namentlich im dritten bis fünften Abschnitte, das eine oder andere geboten zu haben, was ihn das Buch der Beachtung wert erscheinen läßt. Infolgedessen wurde die ganze Anlage des Handbuches so getroffen, daß dasselbe auch denjenigen zu dienen vermag, welche es nicht für zusammenhängendes Lesen, sondern zum Nachschlagen bei der Beantwortung einzelner Fragen benutzen wollen; dem gleichen Zwecke dient das beigegebene ausführliche Sach- und Namenverzeichnis.

Als eigentliche Quellen neben den zahlreichen Einzelabhand-

lungen dienten mir vor allem folgende größere Werke, Instituts-berichte und Zeitschriften:

A. Belar: „Die Erdbebenwarte", Monatsschrift. Laibach 1901 bis 1904.

C. W. C. Fuchs: „Die vulkanischen Erscheinungen der Erde". Leipzig und Heidelberg 1865.

G. Gerland: „Beiträge zur Geophysik. Zeitschrift für physikalische Erdkunde". Stuttgart und Leipzig 1887 bis 1903.

S. Günther: „Handbuch der Geophysik". I. Bd., Stuttgart 1897.

H. Haas: „Der Vulkan. Die Natur und das Wesen der Feuerberge im Lichte der neueren Anschauungen". Berlin 1903.

R. Hoernes: „Erdbebenkunde. Die Erscheinungen und Ursachen der Erdbeben, die Methoden ihrer Beobachtung". Leipzig 1893.

A. Kenngott: „Handwörterbuch der Mineralogie, Geologie und Paläontologie", I. Bd. Breslau 1882.

J. Milne: „Seismology". London 1898.

F. Ratzel: „Die Erde und das Leben. Eine vergleichende Erdkunde". I. Bd., Leipzig und Wien 1901.

E. Rudolph: „Verhandlungen der vom 11. bis 13. April 1901 zu Straßburg abgehaltenen ersten Internationalen Seismologischen Konferenz". Leipzig 1902.

K. Sapper: „Die Erforschung der Erdrinde". Im I. Bande des Sammelwerkes „Weltall und Menschheit".

J. Schmidt: „Studien über Vulkane und Erdbeben". Leipzig 1881.

A. Stübel: „Die Vulkanberge von Ecuador". Berlin 1897.

E. Sueß: „Das Antlitz der Erde". Prag und Leipzig 1883 bis 1885.

Kaiserl. Leopoldinisch-Carolinische Deutsche Akademie der Naturforscher: „Nova Acta", Bd. XL und LX; Halle a. d. S. 1878 und 1892.

Königl. Sächsische Gesellschaft der Wissenschaften: „Berichte und Verhandlungen der mathematisch-physikalischen Klasse". Leipzig 1898 bis 1904.

Erdbeben-Kommission der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien: „Alte und neue Folge der Mitteilungen". Wien 1897 bis 1903.

Commission Sismique Permanente de l'Académie Impériale des Sciences de St. Pétersbourg: „Comptes Rendus des Séances". St. Petersburg 1902 und 1903.

Earthquake Investigation Committee of the Imperial University of Tokyo: „Publications in Foreign Languages“. Tokyo 1897 bis 1903.

Zu ganz besonderer Genugtuung gereicht es mir, an dieser Stelle den schuldigen und tiefempfundenen Dank allen denjenigen Herren und wissenschaftlichen Körperschaften abstatten zu können, welche mir bei der Abfassung des vorliegenden Handbuches ihre willkommene Beihilfe zuteil werden ließen. In ganz hervorragendem Maße verpflichtete mich Herr Prof. Dr. E. Rudolph (Straßburg), welcher die besondere Liebenswürdigkeit besaß, nicht allein einen größeren Teil des Manuskriptes einer Durchsicht zu unterziehen, sondern auch späterhin gemeinsam mit mir die gesamte Drucklegung zu überwachen, so daß er auf den Werdegang mit von Einfluß geworden ist. Herr Geh. Bergrat Professor Dr. H. Credner (Leipzig), Direktor der Königl. Sächsischen Geologischen Landesanstalt, ging mir in dankenswertester Weise gleichfalls mit wertvollen Ratschlägen zur Hand, erlaubte mir zudem die Wiedergabe bis dahin noch unveröffentlichter typischer Seismogramme, deren Klischees er auch darlieh, und stellte mir sonst noch mancherlei Material behufs Benutzung zur Verfügung. Herr Prof. Dr. W. Láska (Lemberg) hatte die Zuvorkommenheit, den vollinhaltlichen Abdruck seiner Abhandlung über die Berechnung der Fernbeben zu gestatten und mir brieflich mehrere schätzenswerte Mitteilungen zu machen. Die wertvollen Angaben über die Seismizität der verschiedenen Länder verdanke ich der Güte des Herrn Major Graf F. de Montessus de Ballore (Abbeville). Die Benutzung von Werken, welche mir ohnedem nicht zugänglich gewesen wären, ermöglichte mir das dankenswerte Entgegenkommen von Herrn Prof. Dr. G. Gerland, Direktor der Kaiserl. Hauptstation für Erdbebenforschung in Straßburg i. E., sowie des Herrn Dr. P. Polis, Direktor des Meteorologischen Observatoriums in Aachen. Die Erdbeben-Kommissionen der Kaiserlichen Akademien der Wissenschaften in Wien und St. Petersburg, sowie diejenige zu Tokyo machten mir die hochherzige Zuwendung ihrer gesamten bisher erschienenen Veröffentlichungen, desgleichen die Kaiserl. Leopoldinisch-Carolinische Deutsche Akademie der Naturforscher eine solche von zwei größeren Abhandlungen seismologischen Inhaltes; zudem hat die Wiener Akademie mehrere Klischees leihweise überlassen. Weiterhin unterstützten mich noch durch Übermittelung von Werken, Erlaubnis zur Benutzung von Abbildungen, Auskünfte der ver-

schiedensten Art u. a. m. die Herren Mechaniker J. u. A. Bosch (Straßburg), Dr. F. Etzold (Leipzig), Ingenieur A. Faidiga (Triest), Mechaniker R. Fueß (Steglitz-Berlin), Fürst B. Galitzin (St. Petersburg), Prof. Dr. H. Haas (Kiel), Mechaniker J. Kassohn (Budapest), Prof. Dr. E. Mazelle, Direktor des K. K. Astronomischen und Meteorologischen Observatoriums in Triest, Prof. Dr. J. Milne (Shide), Hofrat Prof. Dr. L. Pfaundler (Graz), Assistent A. Rethly (O'Gyalla), Prof. Dr. K. Sapper (Tübingen), Dr. E. Stelling (St. Petersburg), Dr. A. Stübel (Dresden) und die Stadtbibliothek Aachen. Allen diesen Förderern meiner Bestrebungen verfehle ich nicht meinen wärmsten und verbindlichsten Dank auszusprechen.

Ebensolchen schulde ich der Verlagsbuchhandlung, durch deren weitgehendes Entgegenkommen nicht allein die reichliche Ausstattung mit guten Abbildungen, welche das Verständnis der Ausführungen in diesem Handbuche sehr erleichtern, ermöglicht wurde, sondern auch während der Drucklegung noch die jeweilig wichtigsten neuen Forschungen mit berücksichtigt werden konnten.

So empfehle ich denn diesen Versuch einer Darstellung des Standes der seismologischen Forschung am Ende des Jahres 1903 einer wohlwollenden und nachsichtigen Beurteilung.

Aachen, im Februar 1904.

A. Sieberg.

Inhaltsverzeichnis.

Zweiter Abschnitt.

Die Bodenbewegungen außertellurischen Ursprungs.

Dritter Abschnitt.

Die Erdbeben-Meßinstrumente.

Vierter Abschnitt.

Die seismologischen Untersuchungsmethoden.

Fünfter Abschnitt.

Die Seismologie, ihre heutigen Bestrebungen und Einrichtungen.

Anhang.



Wirkungen eines Erdbebens. Nach einem Holzschnitte in Sebastian Münsters „Kosmographie“ vom Jahre 1550.

Einleitung.

I. Begriffsbestimmung.

Mit dem Worte „Erdbeben“ bezeichnet man schlechthin solche Erschütterungen des Erdbodens, gleichviel ob mit den menschlichen Sinnen wahrnehmbar oder nicht, welche ihre Entstehung Bewegungsvorgängen in mehr oder minder tiefen Schichten des Erdballs selbst verdanken und sich als Elastizitätsschwingungen durch das Medium der Erdrinde und des Erdinnern fortgepflanzt haben. Liegt der Sitz einer solchen von innen nach außen wirkenden Kraft unter dem Boden der Ozeane, so daß sich die Bewegung vom Grunde des Meeres zu dessen Oberfläche fortpflanzt, dann redet man von einem „Seebeben“.

Infolgedessen dürfen zu den Erdbeben nicht gezählt werden diejenigen oft deutlich fühlbaren Schwingungen, in welche der Boden durch Explosionen[1]), Geschützfeuer, gewaltige Maschinenkräfte[2]), menschlichen Verkehr usw. usw. versetzt wird, weil sie durch von außen nach innen

[1]) Beispielsweise gehört also nicht zu den Erdbeben die Erschütterung, welche am 19. März 1895 im Orte Kirchrath (Rheinpreußen) Gläser zum Klirren brachte und Türflügel in Bewegung setzte, weil hier die Ursache in dem Auffliegen eines mit 17000 kg Dynamit beladenen Rheinschiffes bei Keeken zu suchen war.

[2]) So versetzt der große Kruppsche Dampfhammer (mit einem Fallgewicht von 1000 Zentnern) die ganze Umgebung der Stadt Essen a. d. Ruhr weithin in Schwingungen.

wirkende Kräfte ausgelöst werden. Auf den hierfür bestimmten Meßinstrumenten (Seismometern) rufen zwar auch sie klare Spuren (Diagramme) Fig. 1 hervor; jedoch lassen diese deren wahre Natur genau erkennen und sie damit von den wirklichen Erdbebenbildern absondern.

Fig. 1.

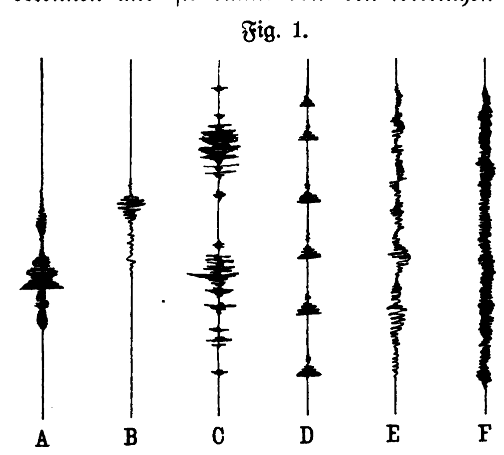


Diagramme von Bodenbewegungen, hervorgerufen durch A. Erdbeben, B. Straßenwalze, C. fahrende Artillerie, D. Kanonenschüsse, E. starken Wind, und F. arbeitende Maschine. Nach A. Belar.

Trotzdem aber eine Bodenerschütterung, um als Erdbeben gelten zu können, ihren Ausgang unterhalb der Erdoberfläche nehmen muß, hat man doch im Laufe der Zeit auch eine Reihe von Naturkräften erkannt, welche von außen her einen erschütternden Einfluß auf den inneren Zusammenhang der Erdrinde ausüben können; deshalb bezeichnet man diese auch wohl als auslösende Ursachen der Erdbeben. Als solche außertellurische Ursachen wirken Luftdruckschwankungen, rasche Abkühlungen und Erwärmungen größerer Länderstrecken, die Anziehungskraft der Sonne und des Mondes u. a. m.

Diejenige Wissenschaft, welche sich mit der Erforschung der natürlichen Bewegungen der Erdrinde befaßt, führt den Namen „Seismologie" (griech. σεισμός = Erdbeben). In ihren Arbeitskreis entfallen also vor allem die eigentlichen Erdbeben, daneben aber auch die diesbezüglichen Folgewirkungen der vorbesprochenen außertellurischen (atmosphärischen und kosmischen) Vorgänge; infolgedessen ist die Wahl dieses Fachausdruckes, den man mit dem Worte „Erdbebenkunde" verdeutscht, nicht gerade als eine glückliche zu bezeichnen. Näheres über die Aufgaben der Seismologie findet sich im fünften Abschnitte.

II. Arten der Bodenbewegungen.

Der Erdboden befindet sich ununterbrochen im Zustande der Schwingung, welche bald mehr, bald weniger stark in die Erscheinung tritt.

Da die Erde in physikalischer Hinsicht als ein elastischer, starrer Körper aufgefaßt werden muß, so sind die Bodenbewegungen Elastizitätswellen, und nicht etwa Gravitationswellen wie die sichtbaren

Wellenbewegungen des Wassers[1]). Eine Gleichgewichtsstörung an irgend einem Punkte der Erde ruft einen periodischen Wechsel elastischer Spannungs- und Bewegungsenergie hervor, der sich infolge der elastischen Verfassung von Teilchen zu Teilchen weiterbewegt, d. h. in Wellenbewegungen fortpflanzt. Falls die so ausgelöste periodisch veränderliche Abweichung eines Bodenteilchens von der Gleichgewichtslage senkrecht gerichtet ist zur Richtung der Fortpflanzung der Bewegung von Teilchen zu Teilchen, so heißen die Schwingungen und die Wellen „transversal", dagegen „longitudinal", wenn die Abweichung der Fortpflanzungsrichtung parallel ist; im letzteren Falle bestehen die Wellen aus abwechselnden Verdichtungen und Verdünnungen (Kompressions- und Dilatationswellen) des betreffenden Mittels, welche den Wellenbergen und Wellentälern der ersteren Bewegungsart entsprechen. Diejenige Zeit, welche der volle Verlauf einer Vor- und Rückwärtsbewegung, also einer ganzen Welle gebraucht, bezeichnet man als die „Periode" (Schwingungszeit), während man unter der „Amplitude" (Wellenweite) die größte Abweichung bzw. Verschiebung des bewegten Teilchens von seiner ursprünglichen Ruhelage versteht. Zu letzterem ist jedoch zu bemerken, daß die Seismometrie insofern von dem allgemeinen Gebrauche abgeht, als sie das Doppelte dieses Betrages, die ganze Schwingungsweite (nach beiden Seiten der Ruhelage) des bewegten Bodenteilchens, als Amplitude auffaßt. Die „Wellenlänge" ist das Produkt aus der Fortpflanzungsgeschwindigkeit und der Periode. An der Grenze eines Mittels angelangt, erfährt die Wellenbewegung, soweit sie nicht in ein neues Mittel übertritt, dort entsprechend dem Reflexionsgesetze eine Zurückwerfung. Näher auf die Gesetze der Wellenbewegung einzugehen, ist an diesem Orte nicht angängig, vielmehr muß für alle weiteren Einzelheiten auf die physikalischen Lehrbücher verwiesen werden. Nur noch ein Abschnitt aus der Wellenlehre sei wegen seiner fundamentalen Bedeutung auch für die „Abyssodynamik" (Erdbebenphysik) kurz gestreift; es ist dies das sogenannte „Huyghenssche Prinzip", nach welchem jeder Punkt eines in Wellenbewegung begriffenen materiellen Systems durch seine Bewegung der Ursprung sogenannter „Elementarwellen" wird, aus deren Übereinanderlagerung und Interferenz die tatsächlichen Wellen hervorgehen. Diesem Grundsatze entsprechend lassen sich die verschiedensten Arten zyklisch sich wiederholender Vorgänge in der Natur, auch im Falle des Ineinandergreifens verschiedener Zyklen und deren Verbindung zu einem verwickelt und unregelmäßig erscheinenden Gesamtvorgang, in ihre Einzelbestandteile zerlegen. Das analytische Verfahren, welches mittels „Fourierscher Reihen" die Gesamterscheinung gleichsam in ihre einzelnen Wellen zerlegt, heißt „harmonische Analyse".

[1]) Bei den Gleichgewichtsstörungen des Wassers ist es die äußere Ursache der Schwere, welche den inneren Druck erzeugt, der die Übertragung der Bewegung von Teilchen zu Teilchen vermittelt.

Nach ihrer Erscheinungsform unterscheidet man die Bodenbewegungen heutzutage wie folgt [1]):

1. **Bradyseismische Bewegungen** (βραδύς = langsam). Sie bestehen in langsamen Niveauverschiebungen, durch welche Abweichungen von der Lotlinie veranlaßt werden. Vorwiegend sind sie bestimmt durch die Anziehung der Sonne und des Mondes, Schwankungen der Tages- und Jahreswärme, sowie des Luftdruckes. Sie können aber auch andere Ursachen haben, welche sämtlich mit Vorgängen der Gebirgsbildung in Zusammenhang stehen, so namentlich die säkularen Hebungen und Senkungen. Nur mit sehr empfindlichen Instrumenten lassen sie sich nachweisen und beobachten.

2. **Tachyseismische Bewegungen** (ταχύς = schnell). Diese trennt man in:

a) Mikroseismische (μικρός = klein) Störungen, welche ebenfalls ohne instrumentelle Hilfsmittel nicht wahrnehmbar sind.

Einesteils werden sie hervorgerufen durch den Wind [2]), Veränderungen des Luftdruckes [3]), Wellenschlag des Meeres, menschlichen Verkehr [4]) u. a. m.; oder sie gehen stärkeren Erdstößen vorauf; oder endlich sind sie unbedeutende, wohl tektonische (gebirgsbildende) Bewegungen des Bodens.

---

[1]) Nach G. Gerland: „Über Verteilung, Einrichtung und Verbindung der Erdbebenstationen im Deutschen Reich". Im VII. Heft von Petermanns Geograph. Mitteilungen 1902.

[2]) So läßt sich nachweisen, daß die Zu- oder Abnahme der örtlichen Windstärke entsprechende Bewegungen an den Erdbebenmessern erzeugt, wobei unter Umständen sogar das Umspringen der Windrichtung in nicht zu verkennender Weise zum Ausdruck kommt. Die durch den Wind hervorgerufenen mikroseismischen Bodenbewegungen bleiben zudem nicht auf die oberste Erdschicht beschränkt, sondern pflanzen sich sogar ziemlich weit in die Tiefe fort; so ergab sich O. Hecker zufolge bei Horizontalpendelversuchen im geodätischen Institut zu Potsdam das unerwartete Resultat, daß sie in einem 25 m tiefen Brunnenschacht nur um die Hälfte geringer war als nahe der Erdoberfläche.

[3]) Luftdruckschwankungen gelangen bei geeigneter Bodenbeschaffenheit selbst auf sehr weit abgelegenen Erdbebenmessern (z. B. aus Skandinavien am Horizontalpendel zu Lemberg in Galizien) charakteristisch zur Aufzeichnung, so daß man das Seismometer sogar als empfindliches Barometer zu verwenden vermag.

[4]) Beispielsweise fand F. Etzold durch instrumentelle Beobachtungen, daß der Boden der Stadt Leipzig pro Minute etwa 100 Schwingungen von 0,0004 mm bis 0,0006 mm Weite ausführt, ein Betrag, der während der industriellen Arbeitszeit sogar auf das Doppelte und höher steigt. — An dem Erdbebenmesser des Collegio Romano in Rom erzeugten nach P. Tacchini die in den nahegelegenen Straßen vorüberfahrenden Wagen und marschierenden Fußtruppen Ausschläge bis zu 0,2 mm, vgl. Fig. 2; die Bewegungen größerer Truppenabteilungen machten sich noch auf eine Entfernung von 150 m in Ausschlägen von 0,25 mm bemerkbar.

Anderseits können sie die Folgeerscheinung weit entfernter Erdbeben[1]) sein, deren Wellen sich durch und über die ganze Erde ausbreiten. Jedoch ist, wie G. Gerland[2]) betont, die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, daß auch solche „unfelt earthquakes", wie der Engländer sagt, bisweilen direkt unter dem Beobachter liegen und nur deshalb so schwach erscheinen, weil sie, an sich schon unbedeutend, nicht durch die festen ungebrochenen Schichten größerer Tiefe zu uns dringen, sondern durch das gelockerte und zertrümmerte Material der oberen Erdrinde.

b) Makroseismische (*μακρός* = groß) Bewegungen. Sie sind die direkt mit den menschlichen Sinnen ohne Instrumente gefühlten Erdstöße, welche sich vom oberflächlichen Ausgangsgebiete, dem sogenannten „Epizentrum" aus oft weithin verbreiten. Sie zerlegen sich in zwei Komponenten, eine senkrechte oder vertikale, und eine wagerechte oder horizontale.

Unmittelbar über dem unterirdischen Erregungsorte, in dem epizentralen Gebiete, wird sich die Erderschütterung infolge des Überwiegens der Vertikalkomponente als ein direkt von unten nach oben wirkender Stoß[3]) bemerkbar machen; man redet alsdann von einer stoßförmigen oder sukkussorischen Bewegung.

Mit wachsender Entfernung vom Epizentrum kommt die Vertikalkomponente immer schwächer zur Geltung, während die von dort ausgesandten Oberflächenwellen mehr und mehr an Fühlbarkeit gewinnen. In diesem Falle nimmt man ein wellenförmiges[4]) Auf- und

---

[1]) So gelangen beispielsweise japanische Erdbeben an den Straßburger Seismometern zur Aufzeichnung.

[2]) G. Gerland: „Die Kaiserl. Hauptstation für Erdbebenforschung in Straßburg und die moderne Seismologie". Seite 431 des IV. Bandes von Gerlands Beiträgen zur Geophysik; Leipzig 1900.

[3]) Hamilton zufolge sollen nach dem furchtbaren Erdbeben des Jahres 1783 in Kalabrien einzelne Häuser mit großer Gewalt emporgeschnellt und an höher gelegenen Stellen wieder niedergesetzt, andere samt den Fundamenten herausgeschleudert und zertrümmert worden sein. Ferner wurden, ebenso wie bei dem Erdbeben zu Jamaika am 7. Juni 1692, Menschen vollkommen senkrecht in die Höhe geschleudert. Gelegentlich des Erdbebens von Riobamba 1797 sind die Leichname der Einwohner aus ihren Gräbern zum Teil auf den mehrere hundert Fuß hohen Hügel La Culla, welcher noch jenseits eines Flüßchens liegt, geschleudert worden.

[4]) Das tatsächliche Vorkommen sichtbarer Oberflächenwellen des Erdbodens ist von manchen bezweifelt worden; jedoch finden sich in der Erdbebenliteratur so viele beglaubigte Beobachtungen derselben, daß jeglicher Zweifel wohl ausgeschlossen erscheint. Von derartigen Berichten seien hier angeführt:

J. Milne („Seismology", S. 87—88): Während des großen japanischen Erdbebens vom Jahre 1891 wurden vom Ingenieur Kildoyle in Akasaka fußhohe Bodenwellen beobachtet, deren Kämme in Abständen von 3 bis 10 m die Straße herabrollten. Am 2. September 1852 bekamen die Führer Gemerallos auf dem Monte Finocchio superiore (Sizilien) bei einem gleichen Vorgange das Gefühl der Seekrankheit.



Niederschweben des Erdbodens, eine undulatorische Bewegung wahr; letztere darf natürlich durchaus nicht als eine Wellenbewegung nach Art der Meereswogen betrachtet werden, sondern besteht in Elastizitätsschwingungen.

Fig. 2.



Grabpyramide zu Belluno. Nach R. Falb.

Bei vielen Erdbeben ist im epizentralen Gebiete beobachtet worden, daß Gegenstände auf der Erde geradezu eine Drehung[1]) um eine senkrechte Achse erleiden. So zeigt Fig. 2 eine durch ein Erdbeben in ihren einzelnen Teilen gedrehte Grabpyramide zu Belluno, und Fig. 3 einen auf seinem Postament drehend verschobenen japanischen Glockenturm[2])

K. Sapper: In Guatémala rüttelten während des Erdbebens vom 5. Dezember 1891 die heftigen wellenförmigen Bewegungen des Erdbodens die mächtigsten Urwaldbäume derart, daß es aus der Ferne aussah, als ob ein Sturm darüber hinwegzöge. Als das Getöse herangekommen war und seinen Höhepunkt erreicht hatte, wurde zugleich das Erdbeben verspürt. (Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Jahrgang 1894.) — Während des Guatémalabebens vom 18. April 1902 wurden im Sandboden zu Ocos die Bodenwellen abgebildet; ein 348 m langer auf Stahlpfeilern stehender Landungssteg wurde nach allen Richtungen so verbogen, daß sein „Profil nicht mehr eine gerade Linie wie vorher ist, sondern eine Wellenlinie, genau angepaßt der Form und Länge der Erdbebenwelle". (Petermanns Geographische Mitteilungen 1902, Heft XI.)

[1]) Als bemerkenswertes Beispiel hierfür sei eine Folgeerscheinung des westdeutschen Erdbebens vom 26. August 1878 nach A. v. Lasaulx hier mitgeteilt. In Aachen wird die Fassade der Technischen Hochschule von einer 3 m hohen Statue der Minerva gekrönt, welche aus drei Steinblöcken zusammengesetzt ist. Durch das Erdbeben wurden die einzelnen Teile der Figur gegeneinander so stark gedreht, daß ihre beiden ausgestreckten Arme samt der Lanze abbrachen und herunterfielen, während die drei Steinblöcke völlig gedreht und verschoben dastanden.

[2]) Die vier Pfosten des Holztürmchens ruhten ursprünglich auf ebensovielen Steinsockeln, und zwar so, wie in dem nebenstehenden kleinen Grundriß durch die Buchstaben *a b' c' d'* angedeutet ist. Infolge des großen Shōnai-Erdbebens vom 22. Oktober 1894 kam eine Drehung derart zustande, daß der Pfosten *a* auf seinem Sockel unverrückt stehen blieb und die Drehungsachse bildete, wohingegen die drei übrigen Pfosten, welche anscheinend nur mehr lose auf den Sockeln ruhten, durch den in der Richtung des Pfeiles wirkenden Stoß von ihrer Unterlage herabgeschleudert wurden; die neue Lage ist durch die Buchstaben *a b c d* gekennzeichnet.

des Anjojitempels zu Sakata. Dieser spezielle Fall wurde von manchen als eine besondere, von den vorbesprochenen grundsätzlich verschiedene Bewegungsform, nämlich die *rotatorische*, angesehen, aber mit Unrecht[1]). Denn derartige Drehungen kommen einfach dadurch zustande, daß gewöhnliche Erdbebenstöße oder -wellen auf an ihrer

Fig. 3.



Glockenturm zu Sakata. Nach F. *Omori*.

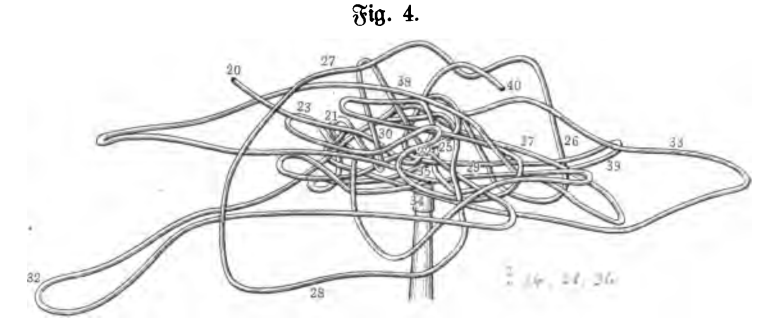
Grundfläche nachgiebige Körper, bei denen die Mittelkraft des Reibungswiderstandes die durch den Schwerpunkt gehende senkrechte Gerade nicht schneidet, einwirken, ohne sie umzuwerfen; es erfolgt dann das Rotieren entweder um den Fixierungspunkt oder aber um die Stelle der größten Reibung. So läßt sich denn auch erklären, daß zwei Grabsteine, die der Breite nach in verschiedenen Richtungen stehen, durch einen und denselben Erdstoß verschiedene Drehung erfahren können, ein Fall, der beispielsweise 1880 auf dem Friedhofe der Ausländer in Yokohama beobachtet wurde. Es ist daher durchaus nicht notwendig, daß zum Zustandekommen dieser Bewegung Erdstöße beim Übergange in Gesteinsmassen verschiedener Dichte von ihrer ursprünglichen Richtung abgelenkt werden und damit ihre Angriffsrichtung verschiedentlich wechseln; natür-

[1]) In *wirbelndem* Zustande hat man die Erde bei einem Erdbeben noch *niemals gesehen*, vielmehr schloß man früher auf derartige Bewegungen nur aus Wirkungen. Aber schon *Naumann* machte darauf aufmerksam, daß, wenn diese eigentümliche Erscheinung an Gegenständen, etwa Steinobelisken, durch eine wirbelnde Bewegung des Erdbodens hervorgerufen worden wäre, die Achse derselben mit der Achse des gedrehten Gegenstandes hätte zusammenfallen müssen, ein gewiß seltenes Zusammentreffen.

lich soll damit aber nicht gesagt sein, daß dieser Fall überhaupt nicht vorkäme.

So einfach, wie man nach dem Vorbesprochenen annehmen sollte, sind die Bewegungen, welche ein einzelnes Bodenteilchen im Verlaufe eines Erdbebens vollführt, jedoch nicht, vielmehr äußerst verwickelter Natur. Sie entsprechen keineswegs der Wirkung eines einzelnen Stoßes oder einer gleichförmigen Elastizitätswelle, weil infolge der wechselnden Zusammensetzung der Erdrinde die mannigfachsten Hemmungen und Ablenkungen eintreten. Um ein anschauliches Bild derartiger Be-

Fig. 4.



Das Erdbebenmodell S. Sekiyas, zweites Drittel.

wegungsvorgänge zu gewinnen, hat der japanische Erdbebenforscher S. Sekiya, nach den Aufzeichnungen eines selbstregistrierenden Erdbebenmessers, aus Kupferdraht eine Nachbildung der von der Erderschütterung des 15. Januar 1887 zu Tokyo gewonnenen Kurve verfertigt. In Fig. 4 ist das 20 Sekunden umfassende zweite Drittel dieses Erdbebenmodells abgebildet; dasselbe hat auf den ersten Blick das Aussehen einer verworrenen Garnsträhne, jedoch erleichtern fortlaufende Zahlentäfelchen die Verfolgung des Verlaufes. Man ersieht hieraus deutlich, wie das Bodenteilchen sich manchmal in nahezu geraden Linien bewegte, manchmal Kreisbögen oder elliptische Kurven beschrieb. Dabei sind die horizontalen Bewegungen größer als die vertikalen. Die größte horizontale Verschiebung von 7,3 mm mit einer vollen Periode von 2 Sekunden, welche nur sehr geringen vertikalen Bewegungssinn zeigte, brachten die 32. bis 34. Sekunde; ihre Richtung war ungefähr WSW bis ENE[1]), d. i. diejenige, aus welcher auch die Erschütterung kam. Überhaupt läßt sich aus dem ganzen Modell die hauptsächlichste Fortpflanzungsrichtung des Erdbebens doch mit ziemlicher Klarheit erkennen, trotzdem der Beobachtungsort in größerer Nähe des Epizentrums lag; bei weiterer Epizentralentfernung würden folgeweise die Abweichungen

[1]) Gemäß einer bei den Geographen allgemein geübten Sitte wird die östliche Himmelgegend durch den Anfangsbuchstaben E des englischen Wortes für Ost „East“ bezeichnet, um eine Verwechselung mit dem französischen Ouest = West, oder mit O zu vermeiden.

mehr und mehr zurückgetreten sein. Mit Recht sagt hierzu schon S. Günther[1]): „So viele neue Anhaltspunkte zum tieferen Verständnisse der komplizierten Erdbebendynamik uns auch Sekiyas Nachbildung des Naturvorganges bietet, so kann man gleichwohl nicht behaupten, daß dadurch unsere bisherigen Vorstellungen über den Haufen geworfen seien. Die allgemeinen Wahrheiten über den Charakter (so wie wir ihn vorher kennen lernten) einer jeden Erderschütterung bleiben bestehen.“ Neuerdings hat E. Wiechert[2]) den Nachweis erbracht, daß die Eigentümlichkeiten der Diagramme in den Eigentümlichkeiten der Lagerung der Erdschichten am Erdbebenherde und in den von den Erdbebenwellen durchlaufenen Gebieten ihre Ursache finden, wohingegen die Auslösung selbst in verhältnismäßig einfacher Art vor sich geht.

III. Entwickelung und Beschaffenheit des Erdkörpers.

Bevor mit der eigentlichen Besprechung der seismischen Erscheinungen, ihrer Ursachen und Wirkungen begonnen wird, ist es zur Förderung des Verständnisses unerläßlich, in kurzen Zügen den Sitz und Schauplatz dieser Bewegungsvorgänge, sowie einen Teil der sie hervorrufenden Kräfte zu charakterisieren.

Den Ausgangspunkt für diese Erörterungen bildet die Nebularhypothese[3]) Laplaces, zu Unrecht meist die Kant-Laplacesche Hypothese der Weltbildung genannt, welche heutzutage fast allgemein angenommen wird, trotzdem sie nicht sämtliche Erscheinungen in der planetarischen Welt zu erklären vermag. Ihr zufolge ist das Sonnensystem aus einem ungeheuren rotierenden Urgasball entstanden, indem die von ihm durch die Zentrifugalkraft abgeschleuderten Gasringe zerrissen und sich dann zu eigenen Weltkörpern, den Planeten, zusammenballten; auf diese Weise bildete sich auch unsere Erde. Durch die Verdichtung zu einem einzelnen Weltkörper entwickelten sich enorme Hitzegrade; weil aber die Wärme in den kalten Weltenraum ausgestrahlt und somit dem Erdball entzogen wird, so mußte die ursprüngliche Feuerflüssigkeit der Erde einer allmählichen, von außen nach innen zu fortschreitenden Erkaltung weichen, so daß sie im Laufe der Zeiten in einen völlig starren Zustand übergehen wird.

---

[1]) S. Günther: „Handbuch der Geophysik“, I. Band, S. 468; Stuttgart 1897.

[2]) E. Wiechert: „Prinzipien für die Beurteilung der Wirksamkeit von Seismographen“. S. 264 bis 280 der Verhandlungen der I. internationalen seismologischen Konferenz; Leipzig 1902.

[3]) Vgl. etwa S. Günther: „Handbuch der Geophysik“, I. Bd.; Stuttgart 1897. Namentlich sei aber auch auf die übersichtliche Zusammenfassung der einzelnen Hypothesen verwiesen in F. K. Ginzel: „Die Entstehung der Welt nach den Ansichten von Kant bis auf die Gegenwart“; Berlin 1893.

Unser ganzes tatsächliches Wissen über die Entstehung und gegenwärtige Beschaffenheit der Erde läßt sich in folgenden Satz zusammenfassen: Daß sich die Erde früher in heißflüssigem Zustande befand, daß auch jetzt noch in ihrem Innern sehr hohe Temperaturen herrschen, dürfen wir als erwiesen annehmen; ob aber im Innern noch geschmolzene Massen vorhanden sind, oder ob die Erde vollständig starr ist bis zum Mittelpunkt, darüber ein bestimmtes Urteil auszusprechen, ist unmöglich. Infolgedessen sind denn auch alle weiteren Annahmen nichts weiter als Hypothesen, und es ist nur die Frage, welcher von diesen nach dem vorliegenden wirklichen Beobachtungsmaterial die größte Wahrscheinlichkeit beizumessen ist. Letzteres kritisch zu prüfen ist aber nicht die Aufgabe unserer Erörterungen, vielmehr können hier nur die hauptsächlichsten der gerade für unseren Fall wichtigen einfach zur Besprechung gelangen, ohne daß auf das Für und Wider näher eingegangen wird.

Was zunächst die Beschaffenheit des unter der festen Erdrinde befindlichen eigentlichen „Erdinnern" anbetrifft, so sind darüber die Ansichten geteilt. Die einen, so unter Anderen O. Fisher[1]) (Fluiditätshypothese), glauben, das ganze Erdinnere sei mit einem feurig-flüssigen Mineralbrei erfüllt, für den die Bezeichnung „Magma" üblich geworden ist. Andere hingegen, vor allem S. Günther, sind der Ansicht (Kontinuitätshypothese), daß innerhalb des Erdkörpers alle überhaupt erdenkbaren Aggregatzustände[2]), vgl. Fig. 5, vom Zustande nahezu absoluter Starrheit angefangen bis zu demjenigen vollkommen dissoziierter Gase, in lückenloser Aufeinanderfolge vertreten seien; infolgedessen gäbe es keine wie auch immer beschaffene Trennungsflächen, so daß zwei nächst benachbarte, unendlich dünne Kugelschalen auch hinsichtlich ihrer Molekularbeschaffenheit einen, wenn auch noch so geringen, Unterschied aufweisen müßten. Dabei nimmt S. Arrhenius[3]) an, daß die unter gewaltigem Drucke und sehr hoher Temperatur stehenden Gase so stark zusammengepreßt wären, daß sie sich praktisch nahezu wie feste Körper verhielten, nur mit dem Unterschiede, daß schon bei einer Änderung des Druckes starke Massenverschiebungen einträten.

Für unsere Zwecke kommt aber in erster Linie die gegenwärtige Beschaffenheit der „festen Erdkruste" in Betracht.

---

[1]) O. Fisher: „Physiks of the Earth's Crust"; London 1889.

[2]) Will man sich von diesem Sachverhalte ein anschauliches Bild machen, so ist man genötigt, einzelne Raumzonen gegeneinander abzugrenzen, wie dies in Fig. 5 geschehen ist; naturgemäß haben die Grenzlinien nur ganz schematische Bedeutung, und jedem Radius entspricht ein ganz bestimmter Beweglichkeitsgrad der auf der betreffenden Kugelfläche verteilten Materie.

[3]) Svante Arrhenius: „Lehrbuch der kosmischen Physik", 1. Bd.; Leipzig 1903.

Während eine Anzahl von Geophysikern, z. B. M. Wagner[1]), der Erstarrungskruste der Erde nur eine relativ kleine Zahl von Kilometern, etwa 50 bis 100 km, zuschreibt, wollen andere den Erdball als eine Erstarrungsmasse angesehen wissen, die nur noch einen verhältnismäßig kleinen Kern feurig-flüssigen Magmas umschließt. Als Vertreter der letzteren Richtung ist aus neuester Zeit namentlich A. Stübel zu nennen,


Fig. 5.



Reihenfolge der Aggregatzustände im Erdinnern. Nach S. Günther.
Zone a) der festen Erdkruste, b) der Plastizität, c) der Zähflüssigkeit, d) der flüssigen Massen, e) des Überganges von der Flüssigkeit zum Gas, f) der gemischten Gase, g) Zentralball der einatomigen Gase.

welcher eine ganz besondere Stellung einnimmt; seine scharfsinnigen Untersuchungen und eigenartigen Schlußfolgerungen verdienen die vollste Beachtung und dürfen an dieser Stelle nicht übergangen werden, wenn auch bezüglich der Beweisführung auf die Originalabhandlungen[2]) verwiesen werden muß.

---

[1]) M. Wagner: „Naturwissenschaftliche Reisen im tropischen Südamerika"; Stuttgart 1870.

[2]) Alphons Stübel: „Über das Wesen des Vulkanismus". Sonderabdruck aus dem Werke „Die Vulkanberge von Ecuador"; Berlin 1897. — „Ein Wort über den Sitz der vulkanischen Kräfte der Gegenwart". Mitteilung aus dem Museum für Völkerkunde zu Leipzig, Abteilung für Länderkunde; Leipzig 1901. — „Über die Verbreitung der hauptsächlichsten Eruptionszentren und der sie kennzeichnenden Vulkanberge in Südamerika". In Petermanns Geographischen Mitteilungen 1902, Heft I. — „Karte der Vulkanberge Antisana, Chacana, Sincholagoa, Quilindaña, Cotopaxi, Rumiñahui und Pasochoa. Mit einem Begleitwort". Veröffentlichung der vulkanologischen Abteilung des Grassi-Museums zu Leipzig; Leipzig 1903. — „Martinique und St. Vincent". Sonderabdruck aus dem Werke „Über die genetische Verschiedenheit vulkanischer Berge, eine Studie zur wissenschaftlichen Beurteilung der Ausbrüche auf den Kleinen Antillen im Jahre 1902". Ebendort; Leipzig 1903.

Aus mancherlei Beobachtungen gelangte A. Stübel zu der Überzeugung, daß, entgegen der Annahme anderer Forscher, der feurigflüssige Gesteinsbrei im Verlaufe des Erkaltungsprozesses eine Phase der Volumvergrößerung durchgemacht habe, die mit ungeheuern Kraftäußerungen (Katastrophenperiode) verbunden gewesen sei. Durch diese gewaltigen Reaktionen des Magmas barst die dünne erste Erstarrungskruste an unzähligen Punkten und wurde mit herausgepreßten Magmamassen überflutet; der gleiche Vorgang wiederholte sich im Laufe der Zeiten mehrere Male. Diese das Volumen der Erde stets vergrößernden Aufschichtungen[1]) von Eruptivprodukten, die sogenannte „Panzerdecke" (Fig. 6), haben wir uns als ein System übereinander gelagerter Gesteinsbänke von wechselnder Mächtigkeit zu denken. Das die sedimentären[2]) und metamorphischen Gesteinsablagerungen bildende Material ist also nicht der ursprünglichen planetarischen Erstarrungskruste entnommen worden, sondern der gewiß überaus gebirgigen Panzerdecke. Da die Erstarrungserscheinungen außer in den infrakrustalen, noch feuerflüssigen Massen auch in den herausbeförderten Eruptionsprodukten vor sich gingen, so sehen wir vulkanische Herde (1 bis 4 b) gebildet, welche nicht mehr unterhalb der ursprünglichsten planetarischen Erstarrungskruste liegen, sondern nun über dieselbe in verschiedenen Höhenzonen der Panzerdecke zu liegen gekommen sind; sie wurden im Gegensatze zum zentralen Hauptherd als „peripherische Herde"[3]) bezeichnet. Naturgemäß schließt auch die Erstarrungskruste noch vereinzelte Herde (1 *d*) in sich ein. In den weitaus häufigsten Fällen sollen die heutigen vulkanischen Eruptionen aus den peripherischen Herden entspringen, und nur höchst selten aus den tiefer gelegenen.

---

[1]) Den seiner Auffassung entsprechenden Werdegang der festen Erdkruste bringt Stübel („Ein Wort über den Sitz der vulkanischen Kräfte der Gegenwart") auf einer Farbentafel in acht idealen Profilen anschaulich zur Darstellung.

[2]) Als „Sedimentärgesteine" bezeichnet man die mehr oder minder deutlich zu Bänken geschichteten Gesteinsablagerungen, weil sie auf wässerigem Wege (Meeresablagerungen usw.) infolge von lokaler Zersetzung, Umtragung und Umschichtung, der Verwitterung und Erosion der oberflächlichen Gesteinsmassen, entstanden sind. Die atmosphärischen Vorgänge, namentlich die Niederschläge, zerstören auf chemischem (Auflösung) und mechanischem (Zertrümmern zu Kiesel oder Sand) Wege die ursprünglichen, aus der Tiefe emporgedrungenen vulkanischen „Eruptivgesteine", welche ein massiges Gefüge besitzen. Das Wasser führt die Zerstörungsprodukte den tieferen Lagen zu, besonders dem Meere, wo es sie ablagert und aufschichtet. Der rein chemischen Tätigkeit entsprechen die einfachen Gesteine, der rein mechanischen die losen Sande und Gerölle, und deren vereintem Wirken die klastischen Trümmergesteine.

[3]) Die Annahme eigener, vom feurigflüssigen Erdinnern gesonderter Lavaherde in der festen Erdrinde, welche die tätigen Vulkane speisen, findet sich übrigens früher schon (abgesehen von Seneca) bei Hopkins, M. Wagner, Dutton, E. Sueß u. a. m. ausgesprochen. Vgl. hierzu S. Günther: „Handbuch der Geophysik" I. Bd., S. 426 bis 427; Stuttgart 1897.

Fig. 6.



Schematisches Profil eines Teiles [Kleine Antillen] der Erdkruste. Nach A. Stübel. A. Dominica. B. Martinique: a) Mt. Pelé, b) Mt. Carbet, c) Mt. Vauclin. C. St. Lucia. D. St. Vincent: a) Mt. Soufrière. M. Meeresspiegel.

Mit speziell dieser Zeichnung will Stübel die Beziehungen klarlegen, in welche die Eruptionserscheinungen der Vergangenheit und Gegenwart auf den Kleinen Antillen mit einem hypothetisch angenommenen Sitze vulkanischer Kräfte gebracht werden können; hierzu vgl. die Ausführungen in „Martinique und St. Vincent“.

Aber selbst im letzteren Falle sei die Einwirkung der tieferen Herde nur eine mittelbare, indem die dortige Expansivkraft nicht die Eruptivmassen aus jenen Tiefen bis zur Erdoberfläche emporzudrängen, sondern nur die darüber gelegenen Herde in Tätigkeit zu setzen vermöge. A. Stübel nimmt die Dicke der Panzerdecke zu 50 km, diejenige der planetarischen Erstarrungskruste zu 2000 km an, vgl. Fig. 7; infolgedessen sei die Zone des Gleichgewichtes zwischen der vulkanischen Kraft des Zentralherdes und des ihr entgegenwirkenden Widerstandes der Erstarrungskruste bereits in letztern aufgenommen worden, so daß trotz der noch sehr gewaltigen Reaktionen im Zentralherde die Ausstoßung glutflüssigen Magmas bis zur Erdoberfläche nicht mehr eintreten könne.

Fig. 7.

Beschaffenheit des Erdinnern. Nach A. Stübel.

Da seit der letzten Hälfte des vorigen Jahrhunderts unter anderm namentlich die gebirgsbildenden Kräfte für die Entstehung der Erdbeben verantwortlich gemacht werden, so seien hier auch einige Worte dem Vorgange der Gebirgsbildung gewidmet. Naturgemäß können wir auch hier nur mit möglichst plausibeln Hypothesen rechnen, weil die in Betracht kommenden Zeiträume für unmittelbare Beobachtungen zu ausgedehnt sind.

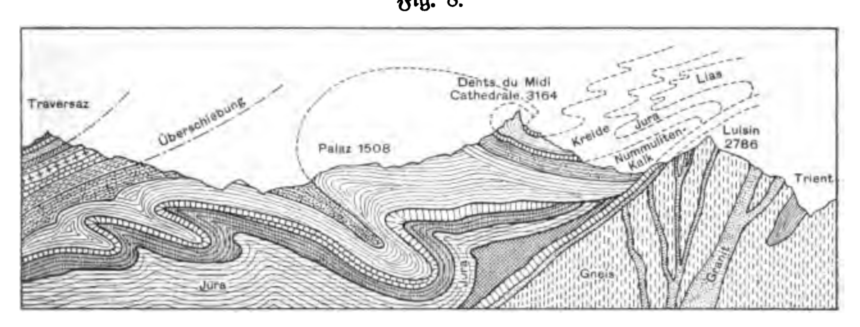
Die Betrachtung der höchst verwickelten Verhältnisse der Gesteinsablagerungen an und nahe der Erdoberfläche weisen mit zwingender Notwendigkeit darauf hin, daß gewaltige dynamische Vorgänge die ursprünglich jedenfalls fast horizontalen Gesteinsschichten im Laufe der Zeit in ihrem Verlaufe gestört haben, so daß sie nunmehr schräg gestellt, ja oftmals übergekippt, gefaltet, seitlich verschoben, in Bruchzonen zerstückelt, mit Spalten und Gängen durchsetzt u. a. m. sind. In dieser Weise sind die als Gebirge bezeichneten Unebenheiten der Erdoberfläche entstanden. Das jeweils vorwiegende Gefüge (Struktur) bedingt eine Zweiteilung[1]) der Gebirge in Falten- und in Bruchgebirge. Die Faltengebirge, deren schönstes Beispiel die Alpen (Fig. 8) bieten, treten uns immer als langgezogene Kettengebirge entgegen; ihre Struktur erinnert

---

[1]) E. Fraas: „Geologie"; Leipzig 1902.

an einen Stoß Papier, der von der Seite gleichmäßig zusammengedrückt wurde und nun vollständig gefältelt und zerknittert ist. Im großen und ganzen verlaufen natürlich die Falten rechtwinkelig zur Druckrichtung, doch können auch lokale Störungen in Menge auftreten; viel-

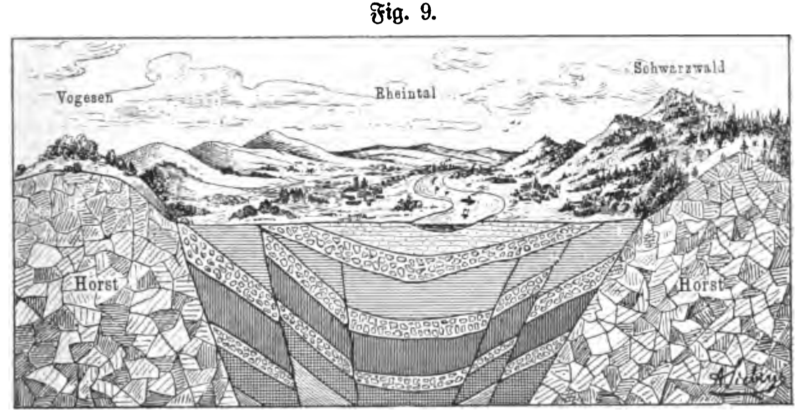
Fig. 8.



Profilschnitt durch ein Faltengebirge, die Alpen vom Traversaz bis Trient. Nach H. Schardt.

fach kommen dazu noch Brüche und Verwerfungen, wie sie natürlich bei einem so spröden Material, wie die Gesteine sind, vorkommen, so daß der Aufbau ein äußerst verwickelter und komplizierter werden kann. Die Falten stellen bald einfache Aufbiegungen dar, bald sind sie vollständig übereinander geschoben (liegende Falten), bald mit einer Bruchlinie verbunden und verzerrt (geschleppte Falten), oder auch finden wir die Schichten in Fächerstellung aufgerichtet. Die Bruchgebirge (Fig. 9)

Fig. 9.



Profilschnitt durch ein Bruchgebirge, die oberrheinische Tiefebene; Grabenversenkung mit Horsten. Nach E. Fraas.

hingegen sind dadurch entstanden, daß einzelne Gebiete aneinander abgesunken sind, wobei es zu Brüchen („Dislokationen") oder Verwerfungslinien kam. Das Abgleiten kann in großen Tafeln

geschehen, und wir sprechen dann von Tafelbrüchen, oder ein treppenförmiges sein, ein sogenannter Staffelbruch; bald ist der Bruch nur auf einer Flanke erfolgt, bald sehen wir das Gebiet an beiden Flanken abgesunken, eine Grabenversenkung. Die Gebiete, welche zwischen den abgesunkenen Schollen stehen bleiben, werden als Horste bezeichnet.

Ein charakteristisches Beispiel hierfür ist in Fig. 9 abgebildet. Einst bildeten Schwarzwald und Vogesen zusammen ein starkes Gewölbe. Der mittlere Teil desselben sank längs paralleler Bruchlinien zur Tiefe; der dadurch entstehende Rheintalgraben von Basel bis Mainz wurde von jüngeren Gebilden ausgefüllt, einer mächtigen Kiesdecke, die namentlich nach dem Rheine zu alle tieferen Schichten verhüllt. Der Schwarzwald und die Vogesen sind dabei als Horste stehen geblieben.

Unter den für die Ursachen all dieser komplizierten Erscheinungen aufgestellten Theorien[1]) sei von den älteren nur diejenige G. K. Gilberts[2]) angeführt, der zufolge für bestimmte Gebirge eine Hebung des Erdrindenstückes durch das Eindringen feuerflüssigen Magmas zwischen die Gesteinsschichten der Erdtiefe angenommen wird, infolgedessen das Gebirge sich über dem eingedrungenen, später erstarrten Massengestein (Lakkolithen) aufgewölbt und verbogen habe. Diese dynamischen Wirkungen ließen sich jedenfalls weit eher mit den in sich eng begrenzten Kraftäußerungen von peripherischen Herden in Verbindung bringen als mit den fast unbegrenzbaren des zentralen Hauptherdes.

Gegenwärtig genießt diejenige Hypothese das größte Ansehen und die weiteste Verbreitung, welche J. D. Dana[3]) begründet, späterhin A. Heim[4]) und E. Sueß[5]) weiter ausgebaut haben. Diese Schrumpfungstheorie geht von der Annahme aus, daß die Erde infolge des Abkühlungsprozesses eine Volumverminderung erfahren habe, derart, daß die Zone der raschesten Abkühlung und stärksten Zusammenziehung[6]) immer tiefer rückte. Infolgedessen treten in der festen Erd-

---

[1]) Vgl. die Zusammenstellung derselben in K. Sapper: „Die Erforschung der Erdrinde“. Im ersten Bande von H. Kraemers Sammelwerk „Weltall und Menschheit“; Berlin 1902.

[2]) G. K. Gilbert: „Report on the Geology of the Henry-Mountains“; Washington 1877.

[3]) J. D. Dana: „On some Results of the Earth's Contraction from Cooling“. Im Jahrgang 1873 des American Journal of Sciences and Arts.

[4]) A. Heim: „Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung im Anschlusse an die geologische Monographie der Tödi-Windgällen-Gruppe“. II. Bd.; Basel 1878.

[5]) E. Sueß: „Die Entstehung der Alpen“; Wien 1875. — „Das Antlitz der Erde“. I. Bd.; Prag und Leipzig 1883 bis 1885.

[6]) Mit der mathematischen Behandlung dieses Vorganges befaßt sich H. Hergesell: „Die Abkühlung der Erde und die gebirgsbildenden Kräfte“. Im II. Bande, S. 153 ff. von Gerlands Beiträgen zur Geophysik; Stuttgart 1894. Das Ergebnis dieser Untersuchung führt zu dem wichtigen Schlusse:

rinde, welche zwar das Bestreben hat, sich dem immer kleiner werdenden infrakrustalen Kerne wieder anzupassen und anzulegen, aber infolge ihrer Starrheit daran verhindert wird, ganz abnorme Spannungsverhältnisse auf. Endlich kommt es zu einem Ausgleich; entweder bricht das Gewölbe unter dem Einflusse der Schwerkraft ein und einzelne Schollen sinken zur Tiefe (Entstehung der Bruchgebirge), oder aber die Endrinde legt sich in Falten (Entstehung der Faltengebirge). Die zur Aufwölbung der Falten erforderlichen gewaltigen horizontalen Schubkräfte werden E. Sueß (Lateraldrucktheorie) zufolge dadurch ausgelöst, daß die niedersinkenden Schollen wie ein in die Erdrinde getriebener Keil wirken und somit die zunächst liegenden Teile zu seitlichem Ausweichen zwingen; als stauendes Widerlager sollen Erdrindenteile dienen, welche wegen ihrer Starrheit der Faltung widerstanden. Diese Verschiebungen, welche infolge der durch alle Formationen bis zur Jetztzeit fortdauernden Schrumpfung des Erdballes hervorgerufen werden, darf man sich aber nicht als ruckweise oder katastrophenartig vorstellen, vielmehr gehen sie so langsam und gleichmäßig vor sich, daß sie sich in den meisten Fällen unserer direkten Beobachtung vollständig entziehen; auch unterliegen diesen Bewegungen ganze Kontinente ziemlich gleichmäßig. Man bezeichnet sie als „säkulare[1]) Hebungen und Senkungen“, da es viele Jahrhunderte dauert, bis ihre Spuren auffällig werden.

Was die Beschaffenheit der unter den Meeren befindlichen Erdrindenteile anbetrifft, so wissen wir sicher (aus Pendelbeobachtungen)

Die feste Erdrinde zerfällt in einen oberen Teil A und in einen unteren Teil B; die Zugspannungen überwiegen in A, während für B die inneren Kräfte wesentlich als Druckkräfte sich darstellen.

[1]) Eine Aufzählung und kritische Beleuchtung derjenigen Beobachtungen (namentlich an den West- und Nordküsten Europas und den britischen Inseln, ferner in Italien und Südamerika usw.), welche man als augenfälligen Beweis der säkularen Schwankungen der Erdoberfläche ansehen will, findet sich auf S. 448 bis 462 von C. W. C. Fuchs: „Die vulkanischen Erscheinungen der Erde“; Leipzig und Heidelberg 1865. Hieraus ergibt sich, daß man diese augenfälligen Zeichen mit Vorsicht aufzunehmen hat, da viele derselben als auf anderen Ursachen beruhend nachgewiesen worden sind. Am meisten Vertrauen verdienen wohl die beiden nachstehenden Beispiele: An den schwedischen Küsten haben in den Felsen eingeschlagene Wassermarken und Spuren der Brandung, die ehemaligen Strandlinien (gute Abbildungen von letzteren finden sich in F. Ratzel: „Die Erde und das Leben. Eine vergleichende Erdkunde“. I. Band, S. 216 und 217; Leipzig und Wien 1901), zur Annahme geführt, daß dort die Hebung des Festlandes innerhalb eines Jahrhunderts bis zu 1,36 m betrage. Senkungen lassen sich am besten an den Koralleninseln Polynesiens feststellen. Während die riffbildenden Korallen nur in geringer Tiefe unter dem Meeresspiegel leben, finden wir Riffe, die bis zur ganz bedeutenden Tiefe von 1000 m reichen. Dies ist nur dadurch zu erklären, daß der früher wenige Meter unterhalb des Meeresspiegels liegende Boden, auf dem die Korallen sich ansiedelten, sich fortdauernd langsam gesenkt hat; hierdurch wurden die Korallen gezwungen, auf den alten abgestorbenen Stöcken wieder neu aufzubauen, um nicht mit in die Tiefe zu sinken.

nur, daß sie dichter sind als die kontinentalen. Jedoch ist es eine ziemlich wohl begründete Annahme, daß auf dem Meeresgrunde, den großen durch Senkungen entstandenen Becken, ausgedehnte Gebirge fehlen. Da es hier keine Verwitterung und Erosion gibt, so kann der Meeresboden wohl scharfe Züge im großen haben, wie der Abfall von der Kontinentalstufe zum Tiefenbecken. Aber im allgemeinen sind die Böschungen vermittelt; in der Regel bleiben sie unter 1°, und nur selten sind steilere Abfälle zu verzeichnen, die sich höchstens bis zum Falle mäßig steiler Alpentäler steigern und häufiger an Inseln als an Festlandsrändern vorkommen. Bei den Korallenriffen finden sich jedoch fast senkrechte Abstürze. Die massigen Erhebungen vom Meeresboden, die man je nach ihrem größeren oder geringeren Betrage Rücken oder Schwellen nennt, schließen flache Mulden oder Becken ein, welche bei steiler Umrandung zu Kesseln oder Rinnen werden. Die Tiefen unter 6000 m liegen an den Rändern der Tiefsee, so daß der Tiefseeboden gewölbt ist.

Aber nicht allein in morphologischer Hinsicht, sondern auch bezüglich der vulkanischen Tätigkeit soll G. Gerland[1]) zufolge zwischen dem Meeres- und dem Festlandsboden ein ganz erheblicher Unterschied bestehen; hiernach ständen die submarinen Vulkane in ganz besonders lebhafter Wechselbeziehung mit dem Erdinnern, indem die gewaltigen Senkungen und Hebungen der Koralleninseln hauptsächlich auf vulkanische Vorgänge zurückzuführen seien. Im Falle des wirklichen Zutreffens wird sich aber, wie schon S. Günther[2]) hervorhebt, diese Erscheinung weit besser mit peripherischen Herden erklären lassen als mit Vorgängen im eigentlichen Erdinnern.

---

[1]) G. Gerland: „Vulkanische Studien“. Im II. Bande, S. 24 ff. von Gerlands „Beiträgen zur Geophysik“; Stuttgart 1894.

[2]) A. a. O., S. 494.

Erster Abschnitt.

Die Erdbebenerscheinungen.

In diesem Abschnitte gelangen diejenigen Bewegungen der oberflächlichen Erdrindenteile zur Besprechung, welche durch die eigentlichen Erdbebenstöße, also im Innern des Erdballs selbst entstehende Erschütterungen, veranlaßt werden und sich als Elastizitätsschwingungen durch das Medium der Erdrinde und des Erdinnern fortpflanzen. Sie gehen rasch vorüber, wenn sie auch nicht selten mehrfach wiederholt auftreten.

A. Die Erdbeben.

Da bereits in der Einleitung eine genaue Begriffsbestimmung der Erdbeben gegeben ist, kann an dieser Stelle davon abgesehen werden. Nur sei bemerkt, daß dieses Kapitel den makroseismischen, also den unmittelbar mit den menschlichen Sinnen fühlbaren Erdbeben gewidmet ist.

I. Geographische Verteilung der Hauptschüttergebiete der Erde.

Selbst die makroseismischen Erdbebenerscheinungen sind so häufig, daß man wohl zu sagen berechtigt ist, fast immerfort erbebe die Oberfläche unseres Planeten an irgend einem Punkte. Dies leuchtet schon bald dem aufmerksamen Zeitungsleser ein, wird aber zur Gewißheit, wenn man die Monatsberichte der Erdbebenstationen einer Durchsicht unterwirft. Eingehende, bis zum Jahre 1900 einschließlich reichende und 131 292 Einzelbeben umfassende statistische Berechnungen von F. de Montessus de Ballore[1]) haben den Nachweis erbracht, daß

[1]) F. de Montessus de Ballore: „Introduction à un essai de description sismique du globe et mesure de la sismicité“. Im IV. Heft von Gerlands „Beiträgen zur Geophysik“; Leipzig 1900. — Außerdem liegen von demselben Verfasser bis jetzt monographische Bearbeitungen der Erdbebentätigkeit folgender Länder vor: Schweiz, Frankreich und Algerien, Mexiko, Mitteleuropa, Skandinavien, Iberische Halbinsel und Kolonien, Italien, Großbritannien und Kolonien, Niederländisch-Indien, Japan, Mittelasien und China, Mittel- und Süd-Amerika, Vereinigte Staaten, Russisches Reich, Balkan-Halbinsel und Kleinasien; veröffentlicht sind sie in verschiedenen naturwissenschaftlichen Zeitschriften, meist der betreffenden Länder.

im Durchschnitt 3830 Erdstöße im Jahre die Welt erschüttern, das heißt mit anderen Worten: alle 2 Stunden 17 Minuten findet irgendwo auf der Welt ein Erdbeben statt. Obwohl diese Zahlen alle früheren Annahmen weit übertreffen, bleiben sie doch noch hinter der Wirklichkeit zurück; dieses versteht man jedoch sofort, wenn man bedenkt, daß wir von ungeheuren Gebietsteilen bezüglich ihrer Bebentätigkeit noch gar nichts wissen. Ferner hat die Erfahrung gezeigt, daß durchschnittlich einmal im Monat eine größere Katastrophe eintritt, wohingegen Beben mittlerer Stärke jeden zweiten Tag zu erwarten sind.

Tabelle I. **Bebentätigkeit der ganzen Erde.**

	Zahl der seismisch tätigen Gebiete	Zahl der als Epizentrum bekannten Orte	Zahl der bekannten Erdbeben überhaupt	Mittlere jährliche Häufigkeit ermittelt durch		
				gelegentliche Beobachtungen	systematische Beobachtungen	instrumentelle Messungen
Polargebiete	3	36	149	5,56	—	—
Europa	177	5008	61 717	84,62	731,54	1206,34
Asien	102	2426	27 562	101,82	631,83	—
Afrika	38	382	2 855	69,28	—	—
Nord-Amerika . . .	54	1271	16 598	67,43	279,67	217,77
Süd-Amerika . . .	23	310	8 081	21,16	143,64	—
Inseln des Stillen Ozeans (Ozeanien)	54	1066	14 330	0,45	268,83	—
Insgesamt. .	451	10499	131 292	350,32	2055,51	1424,11
				3829,94		

Nicht überall ist die Bebenhäufigkeit und -stärke die gleiche; vielmehr weisen einzelne Gebiete einen wahren Reichtum an Erderschütterungen auf, wohingegen andere mehr oder fast gänzlich von solchen verschont bleiben. Der Grund hierfür ist in dem Umstande zu suchen, daß die Erdbeben, wie späterhin noch gezeigt werden wird, sowohl zu den Vulkanen, als auch zur Bodengestaltung bzw. zum Gebirgsbau in direkter Beziehung stehen. Man unterscheidet allgemein zweierlei Gebiete, primäre und sekundäre. Das primäre Gebiet umfaßt die Epizentren, von ihm gehen also die Erdbeben unmittelbar aus; im sekundären Gebiete aber gelangen nur die von benachbarten primären Gebieten ausgestrahlten Bodenbewegungen zur Wahrnehmung.

Nachstehend sei die Erdbebentätigkeit der einzelnen Gebietsteile kurz besprochen, soweit es nach dem heutigen Stande der Wissenschaft überhaupt möglich ist; denn das seismische Verhalten der Erde ist zurzeit erst in den Grundzügen bekannt, und sehr ausgedehnte, zudem manche seis-

misch wichtige Gebiete, harren noch ihrer Erschließung. Den statistischen Angaben sind die Untersuchungen von F. de Montessus de Ballore, namentlich aber die vorher angeführte, zugrunde gelegt. Auch sind, gleichsam als Stichproben, jedesmal einige der bedeutungsvollsten und bekanntesten Erdbeben der in Frage kommenden Länder namhaft gemacht, wobei auf die letzten Ereignisse, vor allem des so bebenreichen Jahres 1902, tunlichst Rücksicht genommen wurde. Dabei mußte aber die Beschreibung der näheren Einzelheiten, weil im Rahmen des vorliegenden Werkes von mehr nebensächlicher Bedeutung, auf das Allernotwendigste beschränkt werden, um den Stoff nicht über Gebühr anwachsen zu lassen.

1. **Europa** ist naturgemäß derjenige Erdteil, über dessen seismisches Verhalten wir am besten unterrichtet sind; auch hier wechseln bebenreiche Gebiete mit bebenarmen in bunter Reihe ab.

a) Deutschland hat zwar eine häufige, glücklicherweise aber keine besonders starke Erdbebentätigkeit aufzuweisen, so daß eigentliche Katastrophen noch nicht zu verzeichnen gewesen sind.

Tabelle II.

	Beobachteter Zeitraum	Zahl der Epizentren	Mittlere jährl. Bebenhäufigkeit	Seismizität in km [1])
Nord- und Ostseeküste .	—	33	—	—
Westfalen	1846-83	29	1,49	40
Taunus u. Hunsrück . .	1841—90	32	1,56	34
Mittlere Mosel, Hardt u. Luxemburg	1866—84	10	0,22	189
Lothringen u. Pfalz . .	—	9	—	—
Elsaß	1835—97	24	0,79	50,5
Thüringen	1827—87	10	0,18	128
Harz	1823—85	18	0,54	74
Erz- u. Fichtelgebirge . .	1850—84	80	1,43	47
Riesengebirge	1878—83	7	1,00	24
Schlesien	1875—78	8	1,25	42
Baden.	1888—97	43	2,00	66,9
Odenwald	1875—83	43	1,79	26
Württemberg	1867—95	68	2,44	114,4
Östliches Bayern	1852—69	11	0,28	218

Äußerst arm an selbständigen Erdbeben, wenn überhaupt jemals welche dort vorgekommen sind, ist die norddeutsche Tiefebene, nicht ganz so das deutsche Alpenland.

Dagegen ist im Osten sehr bebenreich die sächsisch-böhmische

[1]) Die Erklärung des Begriffes „Seismizität" findet sich im vierten Abschnitte.

Tafel mit ihren Umrandungen, namentlich das Vogtland [1]), welches wohl die seismisch regsamste Gegend von ganz Mitteleuropa bildet.

Allein in der Zeit von 1875 bis 1897 sind in der dortigen Gegend nicht weniger als 38 größere Erdbeben beobachtet worden. Dann folgte im Spätherbste des Jahres 1897 eine 37tägige Bebenperiode, welche sich aus einer Anzahl höchst energischer Stöße und aus Hunderten von schwächeren Erschütterungen zusammensetzte; betroffen wurde das gesamte Vogtland und die Westecke Böhmens, also das Egerland, der Kaiserwald, das Tegeler Hochland bis zum Böhmerwald und dem Fichtelgebirge hin. Innerhalb der Zeit vom 24. Oktober bis 29. November 1897 steigerten sich die vorher schwachen zu sehr heftigen Stößen, um dann allmählich wieder schwächer zu werden und schließlich, durch immer größere Zwischenzeiten getrennt, zu verklingen; in einem solchen Falle spricht man von „Erdbebenschwärmen". Weitere Erdbebenschwärme traten im Sommer 1900 in 52tägiger, im Mai und Juni 1901 in 53tägiger, und endlich im Juli und August desselben Jahres in 38tägiger Periode auf. Das Jahr 1902 brachte jedoch nur am 1. Mai 1902 ein kleines Erdbeben, dessen Epizentrum nahe bei Greiz lag. Am 13. Februar 1903 setzte wiederum ein bis zum 18. Mai, also volle 95 Tage, dauernder Erdbebenschwarm ein, die Bewohner der betroffenen Gegenden in steter Aufregung erhaltend.

Im Westen ist das ganze Rheintal stark seismisch erregt; dort sind die bekanntesten Schüttergebiete dasjenige von Herzogenrath [2]) im Steinkohlengebiete bei Aachen und dasjenige von Groß-Gerau in Hessen.

---

[1]) Die dortigen Erdbebenerscheinungen fanden eingehende und mustergültige Bearbeitung durch H. Credner in den Monographien: „Die sächsischen Erdbeben während der Jahre 1889 bis 1897, insbesondere das sächsisch-böhmische Erdbeben vom 24. Oktober bis 29. November 1897." Abhandlungen der mathem.-phys. Klasse der Königl. Sächsischen Gesellschaft der Wissenschaften. Bd. XXIV, Nr. IV; Leipzig 1898. — „Die seismischen Erscheinungen im Königreiche Sachsen während der Jahre 1898 und 1899 bis zum Mai 1900." Sitzungsbericht vom 7. Mai 1900 derselben Gesellschaft. — „Die vogtländischen Erdbebenschwärme während des Juli und des August 1900." Sitzungsbericht vom 14. November 1900 derselben Gesellschaft. — „Die vom Wiechertschen astatischen Pendelseismometer der Erdbebenstation Leipzig während des Jahres 1902 registrierten Nahbeben." Sitzungsbericht vom 2. Februar 1903 derselben Gesellschaft. — „Der vogtländische Erdbebenschwarm vom 13. Februar bis zum 18. Mai 1903 und seine Registrierung durch das Wiechertsche Pendelseismometer in Leipzig". Abhandlungen derselben Gesellschaft, Bd. XXXVIII, Nr. VI; Leipzig 1904.

[2]) Die dortigen Beben, historische Beschreibung und Ursprung, behandelt die Schrift von A. Sieberg: „Einiges über Erdbeben in Aachen und Umgebung", in der Monatsschrift „Die Erdbebenwarte", II. Jahrg., Heft 7 bis 10; vgl. auch die Bebenliste in Sieberg: „Die Erdbeben und ihre Erforschung unter besonderer Berücksichtigung von Aachen"; Aachen 1901. Speziell mit den beiden sogenannten „Herzogenrather" Erdbeben befassen sich die Monographien von A. v. Lasaulx: „Das Erdbeben von Herzogenrath am 22. Oktober 1873"; Bonn 1874. „Das Erdbeben von Herzogenrath am 24. Juni 1877"; Bonn 1878.

Herzogenrather Gegend:

Um 600 Tongern zerstört.

1692, am 18. September. Bis Frankreich und England verspürt; Häuser zerstört.

1755, 26. Dezember bis 30. Mai 1757 sehr starke Erdbebenperiode. Zunächst mehrmals täglich, bis Anfang März 1756 täglich Erdstöße. Gebäude beschädigt, Menschen getötet; die Leute wohnten wochenlang in Zelten. Erdspalte bei Stolberg.

1873, am 22. Oktober gegen 9¾ Uhr Morgens erstes Herzogenrather Erdbeben. 2 bis 3 Sekunden dauernder Stoß aus ESE, Gesamtschüttergebiet 800—1200 Quadratmeilen. Mehrere Kamine usw. umgeworfen.

1877, am 24. Juni 8 Uhr 53 Min. Morgens zweites Herzogenrather Erdbeben. Geringe Sachbeschädigungen.

Westdeutschland:

1818, am 23. Februar.

1872, am 6. März. Epizentrum an der Ahr, Schütterfläche 3100 Quadratmeilen.

1878, am 26. August. Epizentrum Tollhausen (Reg.-Bez. Aachen); Nachstöße bis Mai 1879.

Groß-Gerau:

1869 bis Ende 1873 Erdbebenperiode. Die einzelnen Beben folgten in oft ganz kurzen Zwischenräumen so zahlreich hintereinander, daß z. B. allein am 31. Oktober 1869 von einem zuverlässigen Beobachter 53 Stöße aufgezeichnet wurden.

Auch das ganze oberrheinische[1]) Gebirgssystem, der Schwarzwald, die Vogesen und die dazwischen liegende Tiefebene werden häufig von Erschütterungen betroffen.

1896, am 22. Januar im badischen Oberland[2]) heftiges Erdbeben.

1902, vom 3. bis 9. Oktober in der oberen Maingegend, namentlich in Tübingen, Hechingen und dem Steinachtal eine Reihe von Erdstößen.

1903, am 25. Januar die Pfalz ziemlich heftig erschüttert.

b) Griechenland hat nach Japan wohl am meisten auf der ganzen Welt unter der feindseligen Gewalt der Erderschütterungen zu leiden. Hier wurden nach dem Erdbebenkatalog von Eginitis allein in den Jahren 1893—98 nicht weniger als 3187 Erdbeben verspürt, im Jahre 1899 sogar 567. Am allerhäufigsten wurden die Jonischen Inseln betroffen, wie denn Zante in dem Zeitraum 1814—86 allein 16 große Erdbeben zu verzeichnen hatte; gleich an zweiter Stelle kommen Euböa und die Nordsporaden, sodann Korinth und Argolis.

---

[1]) Vgl. R. Langenbeck: „Die Erdbebenerscheinungen in der oberrheinischen Tiefebene und ihrer Umgebung". In den **Geographischen Abhandlungen aus dem Reichsland Elsaß-Lothringen.**

[2]) Eingehend untersucht von K. Futterer: „Das Erdbeben vom 22. Januar 1896, nach den aus Baden eingegangenen Berichten dargestellt". Verhandlungen des Karlsruher Naturwissenschaftlichen Vereins, Bd. XII.

Tabelle III.

	Beobachteter Zeitraum	Zahl der Epizentren	Mittlere jährl. Bebenhäufigkeit	Seismizität in km
Jonische Inseln	1825—98	44	98,97	6,18
Euböa u. Nordsporaden . .	1857—98	23	44,00	9,70
Engpaß des Euripus . . .	—	—	81,97	11,94
Gebiet südlich des Othrys	—	—	256,56	15,72
Korinth u. Argolis	1858—98	28	25,13	17,10
Gebiet südlich des Olymp .	—	—	264,39	17,14
Attika, Parnaß u. Lokris .	1858—98	50	37,97	19,40
Golf von Lepanto u. Ägina	—	—	198,34	19,61
Nordwest-Griechenland . .	—	—	118,13	19,82
Achaja	1860—98	25	17,11	20,00
Nordküste des Golfs von Lepanto u. Ägina	—	—	57,13	21,18
Morea u. Peloponnes . .	—	—	56,46	23,03
Akarnanien	1893—98	21	19,16	24,30
Arkadien	1893—98	25	6,16	25,43
Mittel-Morea	—	—	14,22	33,37
Messenien	1893—98	22	3,83	37,01
Lakonien	1858—98	15	4,23	39,58
Thessalien	1863—98	14	7,83	39,70
Kreta (Kandia)	1858—88	6	1,64	70,07
Kykladen-Inseln	1860—98	13	5,11	74,34
Insgesamt . .	—	294	271,14	—

Hier seien einige bedeutende Beben angegeben:

1767, 11. Juli in Kephalonia. Auf der Halbinsel Paliki wurde alles vernichtet, die Stadt Lixuria zerstört.

1853, 18. August zu Patras und Theben 15 Monate lang fast täglich Stöße.

1858, 12. Februar zu Korinth.

1861, 26. Dezember in Achaja. Zwei Dörfer wurden völlig zerstört, viele andere schwer beschädigt; es kam zu großartigen Bildungen von Erdspalten (13 km lang, 2 m breit) und Sandkratern.

1867, 4. Februar in Kephalonia. Korinth, Aigion, Trypia, Galaxeidon und zahlreiche Ortschaften auf 20 Quadratmeilen schwer beschädigt, allein 2642 gänzlich zerstörte Häuser und 224 Todesfälle; Gesamtschade 15 Millionen Drachmen. 19. und 20. September Seeflut zwischen Kykladen und Peloponnes.

1870, 1. August in Phokis. Viele Ortschaften wurden vernichtet, gewaltige Felsmassen stürzten ab; hielt mit fast speispielloser Stärke 3 Jahre an.

1880, 3. April Chios verwüstet, über 4000 Menschen umgekommen.

1892, August, bis 17. April 1893 auf der Insel Zante Erdbebenperiode. Die stärksten Stöße erfolgten am 31. Januar, 1. Februar und 17. April 1893; die Erschütterungen waren sehr zahlreich, oft 40 bis 50 in einer Nacht, zeitweise begleitet von schußartigen Schallerscheinungen.

1893, 22. und 23. Mai zu Theben.
1894, 20. April zu Lokris.
1898, 2. Juni zu Tripolis. Viele Häuser wurden beschädigt, Bergstürze kamen vor; die Hauptschütterzone besaß einen Halbmesser von 20 km.
1899, 22. Januar zu Triphylia. Der ganze Peloponnes wurde erschüttert, Häuser erhielten Risse, auf dem Jonischen Meere entstand eine Erdbebenflut.
1902, September. Im ganzen Lande wurden wiederholt schwächere Erdstöße verspürt, heftige zu Larida am 5.
1903, 11. August auf der Insel Kythera 6 Uhr Morgens drei Erdstöße; drei Dörfer zerstört.

c) Übrige Balkanstaaten. Über die Erdbebentätigkeit in den Landstrichen an der unteren Donau gibt nachstehende Tabelle Auskunft:

Tabelle IV.

	Beobachteter Zeitraum	Zahl der Epizentren	Mittlere jährl. Bebenhäufigkeit	Seismizität in km
Dalmatien	1843—98	61	26,80	29,8
Bosnien	1872—88	21	3,92	55
Herzegowina u. Montenegro	1872—88	8	1,64	57
Albanien, Epirus u. Corfu	1855—97	46	30,12	36,6
Macedonien	1855—97	30	7,37	92,6
Türk.-Rumelien u. Thrakien	1855—97	19	1,34	223,7
Bulgarien	1858—97	14	0,90	294
Serbien	1889-95	8	1,57	198,9
Wallachei	1855—97	15	0,77	324,5
Moldau u. Bessarabien . .	1854—95	25	1,43	224,8
Galizien u. Bukowina . .	1871—81	12	0,63	190
Insgesamt . .	—	259	76,49	—

Aus der Türkei mit ihren nichts weniger denn häufigen Beben bringen meist nur oberflächliche Nachrichten an die Öffentlichkeit. So viel steht jedoch fest, daß die Hauptstadt Konstantinopel sehr oft von Erdbeben heimgesucht wurde. Bekanntere Beben sind folgende:

1850, zu Konstantinopel. 109 Menschen und 1070 Wohnhäuser durch Erdbebenflut fortgerissen.
1894, am 10. Juli in Konstantinopel. Beträchtlicher Teil der Gebäude durch drei Stöße, begleitet von unterirdischem Donner, zerstört.
1902, am 5. Juli in Saloniki, sowie der Umgebung viele Häuser beschädigt, namentlich im Dorfe Güvezne; warme und kalte Quellen erlitten Änderungen.

d) Italien kommt bezüglich seiner Bebentätigkeit direkt hinter Griechenland; werden doch auf der eigentlichen Halbinsel im Jahresdurchschnitt 33,78 Erdbeben unmittelbar beobachtet und 695,55 instrumentell aufgezeichnet. Am größten ist die seismische Unruhe auf den

Hauptthöhenzügen des Apennins; die Hauptschüttergebiete decken sich mit dem ligurisch-etrurischen, dem römischen Apennin, dem Gran Sasso-Majella-Matesestock und gehen von letzterem, Apulien beiseite lassend, nach Kalabrien und Sizilien. Zwischen der Ost- und Westseite der Halbinsel bestehen beträchtliche Gegensätze; erstere ist das bewegtere, dagegen die westliche trotz der Vulkane das ruhigere, ja stellenweise ganz verschonte Gebiet. Überhaupt zieht sich zwischen den vorbesprochenen primären Gebieten fast durch das ganze Land hin ein ununterbrochenes sekundäres Gebiet. Bemerkenswerte Bebenereignisse sind nachstehende:

1693, auf Sizilien. 60000 Menschen sollen umgekommen sein.
1702, und 1703 in den Abruzzen. Aquila wurde zerstört, mehrere Schlünde öffneten sich, welche Wasser und Steine in solcher Menge auswarfen, daß die Felder nicht bestellt werden konnten.
1783, 5. Februar zu Kalabrien. 400 Städte wurden zerstört, 100000 Menschen kamen um; eine Meereswoge von gewaltiger Höhe stürzte drei Meilen weit ins Land und riß bei ihrem Rückzuge 2473 Einwohner von Scilla mit sich fort. Es kam zur Bildung trichterförmiger Löcher, kegelförmiger Sandhaufen, Aufklaffen 32 m breiter Spalten und Entstehung des 550 m langen und 16 m tiefen Lago del Tolfilo. Erst nach 10 Jahren hörten die Stöße auf, bei Monteleone wurden allein 949 Stöße in 1 Jahre wahrgenommen.
1805, zu Neapel.
1808, 2. April bis 17. Mai zu Pinerolo (Piemont).
1818, 20. Februar Sizilien verwüstet.
1828, 2. Februar auf Ischia.
1851, 15. Mai Melfi und Rapolla zerstört.
1857, 16. Dezember zu Neapel, Schütterfläche 1843 Quadratmeilen.
1870 zu Cosenza, Schlammausbruch.
1873, 29. Juni zu Belluno. Beschädigungen (eingestürzte Gebäude, getötete Menschen) auf eine Quadratmeile beschränkt, Gesamtschüttergebiet jedoch 45000 Quadratmeilen.
1878, 4. Oktober bis 19. November in Catania sehr häufige Stöße.
1883, 28. Juli auf Ischia. Namentlich die Bäderstadt Casamicciola fast von Grund auf zerstört, 2278 Häuser vernichtet, 3616 beschädigt, 2313 Menschen umgekommen.
1887, 23. Februar in der Riviera (sog. ligurisches Beben). Hauptzerstörungen in Oneglia, Diana-Marina, Diana-Castello und Bajardo.
1895, 18. Mai zu Florenz.
1901, 24. April zu Palombara-Sabina zerstörendes Beben.
1901, 11. Mai zu Nicolosi am Ätna sehr starkes Beben, Baulichkeiten wurden beschädigt.
1901, 31. Juli in Mittelitalien sehr starkes Beben.
1902, 23. Oktober in Velletri, Cittaducale, Terni und Rieti sehr starke Stöße, Häuser wurden beschädigt.
1903, 11. August im ganzen östlichen Sizilien; in Mineo mehrere Häuser eingestürzt, Kirche und Glockenturm bekamen Risse.

e) Iberische Halbinsel. Sie ist bekannt als Schauplatz des berüchtigten Lissaboner Erdbebens vom Jahre 1755. Im übrigen gilt Malaga als die gefährdetste Landschaft, aber auch in Andalusien reden

die Risse und Sprünge an den dortigen alten Bauwerken eine beredte Sprache.

Tabelle V.

	Beobachteter Zeitraum	Zahl der Epizentren	Mittlere jährl. Bebenhäufigkeit	Seismizität in km
Galicien u. Portugal . . .	1841—89	34	0,76	173
Navarra u. Baskenland . .	1885—91	16	1,43	50
Katalonien	1845—87	23	1,35	66
Mittel-Spanien	1841—92	27	0,90	97
Tajomündung	1758-1891	13	0,89	55
Inner-Andalusien	1834—88	19	0,97	102
Malaga	1834—88	23	2,46	31
Almeria	1851—93	13	1,53	33
Valencia u. Murcia . . .	1857—65	29	12,77 [1])	38

Von Erdbeben seien aufgeführt:

1755, 1. November zu Lissabon. Dauer fünf Minuten, Erschütterungsgebiet 700 000 Quadratmeilen. Etwa 12,5 m hohe Flutwelle, drei- bis viermal wiederkehrend, weit in den Atlantischen Ozean sich fortpflanzend; 32 000 Menschen umgekommen.

1816, 2. Februar zu Lissabon, gleichzeitige Bebenflut im Atlantischen Ozean.

1829, 21. März zu Murcia, 3500 Häuser in der Provinz stark beschädigt.

1884, 25. Dezember bis zum März 1885 in Granada (Andalusien).

1902, 24. Januar zu Lissabon, die massivsten Häuser kamen ins Schwanken.

1902, 8. September in St. Sebastian und Saragossa; wurde von den Pyrenäen bis nach Südfrankreich verspürt.

1902, 10. September in Panticosa; Überschwemmungen des Tajo.

1902, 6. November in Amoreira; viele Häuser eingestürzt, Menschen erschlagen.

1903, 25. Februar in der Provinz Alicante.

f) Schweiz. Sie wird häufig erschüttert; namentlich oft lange andauernd und heftig sind heimgesucht worden die großen Längstäler von Wallis und Engadin, ferner das Rhone-, Oberinn- und Etschtal. Vom Jahre 1700 bis 1854 wurden nicht weniger als 1019 Erdbeben erwähnt, und aus dem Kanton Glarus allein während des 18. Jahrhunderts 181. In der Zeit von 1880 bis 1891 einschließlich sind 81 verschiedene Beben mit 585 Einzelstößen verspürt worden, welche bis auf 7 die Schweiz primär erschütterten.

---

[1]) Die unverhältnismäßig hohe Zahl rührt daher, daß dortselbst eigene Erdbebenbeobachter tätig waren, was für die anderen Gebietsteile nicht zutrifft.

Tabelle VI.

	Beobachteter Zeitraum	Zahl der Epizentren	Mittlere jährl. Bebenhäufigkeit	Seismizität in km
Schweizer Jura	1650—97	47	4,65	30,0
Schweizer Ebene	1876—97	85	7,09	34,4
Schweizer Seen	1879—97	104	6,26	43,1
Nordküste des Genfersees .	1876—97	27	6,45	12,0
Unter-Valois	1879—97	24	3,58	25,3
Ober-Valois	1856—97	32	3,14	13,9
Grisons	1879—97	35	4,78	36,7
Engadin	1879—97	37	5,05	21,6
Insgesamt . .	—	401	41,00	—

Kurz aufgeführt seien folgende Beben:

1356, 18. Oktober Basel zerstört, furchtbarstes Beben für Mitteleuropa.

1755, 9. Dezember in Wallis gewaltiges Erdbeben; der Simplon soll dabei bedeutend niedriger geworden sein.

1855, 25. Juli zu Visp und Sion sehr bedeutende Zerstörungen an Gebäuden, Felsstürze und Bergrutsche. Gesamtschüttergebiet (Genf, Basel, Luzern, Genua, Valence, Dijon, Metz, Koburg, Wetzlar) 3700 Quadratmeilen. Zu Sion bis 6. September 140 Stöße.

1879, 4. Dezember Allevard, Genf, Nyon, Morges, Lausanne erschüttert.

1880, 4. Juli die ganze Schweiz erschüttert, bis zur Poebene und zum Schwarzwald; größte Erstreckung Vercelli bis Lenzkirch 305 km, quer darauf etwa 280 km.

1898, 6. Mai fast die ganze Schweiz erschüttert, größte Stärke im südwestlichen Viertel; das Beben wurde außerdem gefühlt im östlichen Frankreich, Elsaß und Schwarzwald.

1901, 22. Mai, Hauptherd zwischen Mülhausen und Basel, gekennzeichnet durch Anschlagen von Kirchenglocken und Umstürzen von Gegenständen.

g) Österreich-Ungarn hat eine ganze Reihe von häufig tätigen Schüttergebieten, namentlich im Karst und in den Alpenländern. Die bekanntesten unter diesen sind wohl die beiden selbständigen und unruhigen Erdbebenherde zu Laibach und zu Agram (Ungarn).

(Siehe Tabelle VII.)

Hingewiesen sei auf die nachstehenden Bebenereignisse:

1348, 25. Januar das große Villacher Erdbeben. Sämtliche Häuser zerstört, selbst die Stadtmauern; 5000 Menschen getötet. Bergsturz des Dobratsch.

1511, 24. und 26. März Laibach verheert, weithin verspürt.

1870 zu Klana im Karst.

1880, 9. November Agram zum großen Teile nebst vielen Dörfern rundum in Trümmer gelegt.

1883 zu Triest, erstreckte sich bis nach Italien hin.

Tabelle VII.

	Beobachteter Zeitraum	Zahl der Epizentren	Mittlere jährl. Bebenhäufigkeit	Seismizität in km
Vintschgau	1874—98	8	2,11	29,1
Vorarlberg	1897—98	16	5,50	5,7
Tirol	1896—98	36	14,66	26,7
Salzburg	1897—99	16	6,00	42,4
Ober- u. Nieder-Österreich	1896—98	45	7,66	17,8
Trentin	1873—98	24	3,68	43,9
Pustertal	1896—98	11	1,66	14,3
Kärnten	1896—98	47	9,00	35,8
Murtal	1896—99	22	13,00	21,9
Mürztal u. Semmering . .	1898—99	16	2,00	26,2
Steiermark	1896—98	35	7,00	33,4
Krain	1895—98	134	120,00	10,0
Görz	1896—98	36	44,33	9,1
Istrien	1897—98	29	12,50	31,8
Bakonywald	1849—70	24	2,77	32
Mähren	1858—65	6	0,37	134
Trencsin	1846—74	8	0,13	72
Banat	1858—83	14	0,92	38
Slawonien	1854—84	9	0,98	51
Kroatien	1851—80	15	1,00	38
Galizien u. Bukowina . .	1871 81	12	0,63	190

1895, 14. und 15. April zu Laibach, Möbel und Schornsteine umgeworfen.
1897, 15. Juli zu Laibach.
1898, 2. Juli Sinj (Dalmatien) und umliegende Ortschaften in Schutthaufen verwandelt, wobei Menschen umkamen; Gesteinsstücke wurden emporgeschleudert und stürzten ab, es bildeten sich Spalten und lokale Senkungen.
1901, 2. April, in Südungarn starkes Beben, 40 Gebäude und über 300 Schornsteine eingestürzt, zwei Menschen umgekommen.
1902, 7. Juni in Obersteiermark; Möbel wurden bewegt und Mauern zum Bersten gebracht.
1902, 4. und 5. November in Agram, Banjaluka und Umgebung starkes Erdbeben, welches sich auch in Slawonien bemerkbar machte und aus in kurzen Zwischenräumen auftretenden Stößen bestand; Möbelstücke wurden umgeschleudert.
1903, 16. Februar in Laibach.

h) Frankreich. Das tätigste Schüttergebiet sind die Seealpen; gleich an zweiter Stelle kommen die westlichen Teile der Pyrenäen und danach das Gebiet zwischen Alpen und Rhone. Eine geringere Bebenhäufigkeit haben Vogesen und Jura, die Gebiete am Ärmelkanal und die Vendée.

Tabelle VIII.

	Beob-achteter Zeitraum	Zahl der Epizentren	Mittlere jährl. Beben-häufigkeit	Seismizität in km
Nord-Frankreich	1857—74	24	0,27	167
Küste am Kanal, Normannische Inseln	1842—91	38	1,00	84
Bretagne	1843—93	23	0,45	142
Vendée	1877—94	50	1,55	66
Mittel-Frankreich	1837—74	35	0,63	214
Franche-Comté	1838—93	38	0,88	86
Dauphiné u. Savoyen . .	1842—93	64	2,48	47
Alpen u. Provence	1857—89	20	1,00	73
Seealpen	1859—71	17	138,58 [1])	15
Drôme, Vivarais u. Vaucluse	1835—89	37	0,91	51
Kette der Puys d'Auvergne	1833—89	21	0,04	65
Sevennen	1837—94	35	0,52	188
Hautes u. basses Pyrenäen	1849—85	54	4,79	26
Südwest-Frankreich	1847—75	23	0,48	215

i) **Belgien und Holland.** In beiden Ländern ist die Bebentätigkeit eine geringe. So hat Belgien (1846—79) jährlich 0,54 Erdbeben zu verzeichnen, was einer Seismizität von 77 km entspricht; in Holland beträgt die Seismizität 84 km bei 0,48 Erdbeben pro Jahr. Nur die südöstlichen Grenzgebiete Belgiens, d. h. die Gegend des Westflügels der Ardennen mit ihren Steinkohlenlagern werden häufiger erschüttert.

k) **Großbritannien.** Die britischen Inseln sind zwar häufig von Erdbeben betroffen worden, welche aber niemals besonderen Schaden anrichteten. Die Zahl der bekannten Erschütterungen ist 1023, welche in 233 auf 10 verschiedene Gebiete zerstreuten Ortschaften verspürt worden sind.

(Siehe Tabelle IX.)

l) **Skandinavien.** Dort treten im Durchschnitt jährlich nicht weniger als 28,35 Erdbeben auf. Ganz Schweden wird ziemlich gleichmäßig erschüttert, wohingegen in Norwegen die Südwestküste, wo sich drei gesonderte Schüttergebiete erkennen lassen, und namentlich die Inselgruppe der Lofoten am regsamsten sind. Das alte Vulkangebiet Island ist häufigen und heftigen Erdbeben ausgesetzt: mittlerer Jahresdurchschnitt 5,56, Zahl der bekannten Epizentren 31. Das letzte bedeutende Beben fand dort statt:

[1]) Instrumentell beobachtet.

Tabelle IX.

	Beobachteter Zeitraum	Zahl der Epizentren	Mittlere jährl. Bebenhäufigkeit	Seismizität in km
Shetlandsinseln	—	2	—	—
Nordost-Schottland	—	5	—	—
Perthshire	1852—90	21	0,64	35
Nieder-Schottland	1886—89	13	1,25	31
Mittel- u. Nord-England .	1833—73	68	1,63	44
Wales	1839—94	18	0,28	68
Cambridge	1848—71	10	0,22	86
Küsten des Ärmelkanals .	1848—71	53	1,91	49
Südwest-Irland	1852—80	12	0,31	65

1896, vom 26. August bis 10. September im südlichen Tieflande. Fünf verderbliche Stöße; etwa 100 Gehöfte völlig zerstört. Erdoberfläche häufig in völliger Wellenbewegung, viele Bergstürze erfolgten, meilenlange Spalten und große trichterförmige Löcher entstanden. Manche Quellen versiegten, neue entstanden; die Geysire erlitten vorübergehende Änderungen, jedoch verhielten sich die Vulkane Hekla, Kalta und andere benachbarte völlig ruhig.

m) Rußland. Im europäischen Teile des russischen Reiches treten Erdbeben recht spärlich auf, etwa drei im Jahre; die Seismizität dieses großen Gebietes beträgt 280 km.

2. **Asien.** Mit am häufigsten sind die Erdbeben im Westen, d. h. in Kleinasien und der Gegend südlich vom Kaspisee. Ferner werden oft erschüttert die Arabische Halbinsel, das Quellenland des Ganges und Kabul, ebenso das Gebiet zwischen dem oberen Indus und Ganges, die Westküste von Vorder- und Hinter-Indien und die vulkanischen Inseln (Ozeanien) von Java bis nach Neu-Guinea hin. Über die Bebenhäufigkeit einzelner Teile gibt nachstehende Tabelle Auskunft; jedoch ist über mehrere große Gebiete, namentlich China, in seismischer Hinsicht nach recht wenig bekannt.

(Siehe Tabelle X.)

Einige der wichtigeren asiatischen Beben seien hier mitgeteilt:

1737, zu Kamtschatka von heftigen Erdbeben begleiteter Ausbruch des Vulkans Kliutschewskaja; wiederholt hohe Meereswelle.
1759, zu Damaskus.
1762, 2. April zu Chittagong in Bengalen.
1819, 16. Juni zu Kachh in Ostindien; große Senkung, genannt Ullah-Bund oder Gottesdamm.
1828, 8. März zu Irkutsk.
1832, 22. Mai zu Lahore in Ostindien, durchzieht das Hindukusch-Gebirge.
1840, in Armenien. Ausbruch des Ararat, Spalten an den Ufern des Araxes,

Tabelle X.

	Beobachteter Zeitraum	Zahl der Epizentren	Mittlere jährl. Bebenhäufigkeit	Seismizität in km
Kaukasus insgesamt	—	164	18,50	—
Ostküste des Schwarzen Meeres	1869—88	12	1,60	51,6
Kura, linkes Ufer	1801—88	27	5,17	34,4
„ rechtes „	1853—88	20	2,27	51,6
Aras, linkes „	1840—92	23	3,07	45,7
„ rechtes „	1840—83	11	2,29	57,1
Kleinasien insgesamt	—	252	83,43	—
Türkisch-Armenien	1895—97	29	26,33	51,3
Inseln des Marmarameeres .	1855—97	83	18,78	60,6
Mäandertal, Samos u. Rhodos	1855—97	79	26,20	43,3
Vorder-Indien insgesamt. .	—	130	56,71	—
Ober-Pendjab u. Kaschmir . .	1885—86	7	17,50	20
Assam	1874—80	21	26,00	34
Gangestal u. Bengalen . . .	1870—72	17	4,00	115
Bombay u. Gudzerate	1868—72	17	5,60	66
Dekhan	1865—73	11	0,88	251
Sibirien insgesamt	—	97	15,38	—
Altaï	1761-1887	35	1,18	322,2
Baïkalien	1856—76	18	3,19	145,6
Transbaïkalien	1847—87	15	9,54	72,8
Amurgebiet	1860—88	12	1,47	—
Issyk-Koul (Turkestan) . . .	1881—89	21	32,99	37,8
Ozeanien:				
Sumatra insgesamt.	—	—	36,26	—
Atschin	1884—96	10	7,45	37,5
Padang	1845—96	43	9,73	46,9
Palembang u. Lampong .	1850—98	28	3,71	107,5
Java insgesamt	—	—	38,13	—
West-Java	1846—98	104	10,98	43,9
Nord-Celebes	1845—98	35	17,91	41
Südliche Molukken	1841—98	34	12,55	41,6
Timor	1856—97	12	5,20	76,1
Philippinen	—	—	38,56	—

Gasausströmungen selbst im Strombett, Versiegen von 30 Quellen bei Nachitschewan.

1870, zu Battang in China; der Boden schwankte zuerst wie ein ruhiges, dann wie ein vom Sturme gepeitschtes Meer.

1887, 9. Juni und 16. Dezember zu Wernyj in Turkestan; sämtliche Häuser wurden zerstört oder eingreifend beschädigt.

1897, 12. Juni zu Kalkutta, namentlich schwere Verwüstungen in den Tscherapunji-Bergen und der Provinz Assam, wo eine große Anzahl

von Städten und Dörfern in Trümmer gelegt wurde. Die großen Monolithe in den Khasibergen wurden umgestürzt, der Brahmaputra stieg bedeutend, jedoch geringer Verlust an Menschenleben; lange Bodenspalten öffneten sich, aus denen 5 m hohe schlammige Wassergarben emporspritzten.

1899, 20. September im Vilajet Aidin (bei Smyrna in Kleinasien). Namentlich verheerend im Mäandertal, 750 Menschen umgekommen, 13000 Häuser zerstört; zahlreiche 2 bis 20 m breite Spalten öffneten sich, besonders an den Gebirgsrändern.

1899, 30. September zu Ceram (Ostindischer Archipel). Epizentrum an der Elpaputi-Bai; Häuser wurden zerstört, Erdrutsche traten auf, sowie Flutwellen, welche mit 2 bis 6 m Höhe bis zu 270 m landeinwärts drangen; 3864 Menschen umgekommen.

1902, 30. Februar Schemacha am Südostrande des Kaukasus zerstört, wobei über 1000 Menschen getötet, Zehntausende Bettler und obdachlos wurden; für 5 Millionen Rubel Waren wurden vernichtet und 4000 Häuser dem Boden gleich gemacht; es bildeten sich Spalten und trichterförmige Öffnungen.

1902, 22. August zu Kaschgar in Chinesisch-Turkestan alle Kirchen und viele Häuser zerstört, sowie drei große Dörfer. Die Bewohner verließen die Stadt und lebten in Zelten. Die Stöße dauerten bis in den September hinein fort. Verlust an Menschenleben nicht unbedeutend.

1902, 16. Dezember zu Andishan in Russisch-Turkestan Erdbebenkatastrophe, welche bis zum Anfang 1903 anhielt. 4200 Menschen umgekommen, 15000 Häuser zerstört. Es bildeten sich Erdspalten, welche Sand und Schlamm auswarfen. Gesamtschüttergebiet 15000 Quadratkilometer.

Jedoch kein Land der Erde ist in so hohem Maße der Tummelplatz verderbenbringender Naturkräfte wie **Japan**. Schwächere Erdstöße sind dort an der Tagesordnung und werden kaum beachtet; aber in verhältnismäßig kurzen Zwischenzeiten brechen Katastrophen der schrecklichsten Art herein. Für die unglaublich große Bebenhäufigkeit dieses Inselreiches spricht beredt der Umstand, daß die dortige Geschichte seit dem Jahre 415 n. Chr. nicht weniger als 223 verwüstende Erdbeben mitteilt; in der neueren Zeit haben 26 Stationen (die älteste besteht seit 27, die jüngste seit 3 Jahren) insgesamt 18279 seismische Beobachtungen geliefert, und allein in der Hauptstadt Tokyo zählte man während der letzten 24 Jahre 2173 Beben, d. h. jeden vierten Tag eins, während der mittlere Jahresdurchschnitt für das gesamte Inselreich 605 Erdbeben beträgt.

(Siehe Tabelle XI.)

Von zerstörenden Beben seien aufgezählt:

1596, 4. September zu Kyoto und Osaka. Viele Häuser, darunter auch das Gebäude, in welchem die Statue des Gottes Daibuzu aufgestellt war, stürzten ein.

1730, 30. Dezember zu Oclawaios, Yeddo und Boshu. 137000 Menschen umgekommen.

1844, 13. Dezember zu Simoda große Erdbebenflut, bis San Francisco verspürt.

1855, 12. November Anseibeben.

1887, 15. Januar zu Yokohama. In 2 Minuten 60 Stöße, Schüttergebiet 32000 englische Quadratmeilen.

Tabelle XI.

	Beobachteter Zeitraum	Zahl der Epizentren	Mittlere jährl. Bebenhäufigkeit	Seismizität in km
Kurilen-Inseln	—	12	2,50	58,8
Nemuro	1885—98	36	93,92	11,02
Nordwest-Nippon	1885—92	50	9,37	58,3
Golf von Sendaï	„	58	17,87	28,3
Tal des Sinanogawa . . .	„	75	30,50	26,2
Ebene von Tokyo	„	72	92,25	12,0
Mino	„	17	11,50	13,2
Owari	„	48	24,74	18,5
Kagoshima	„	25	22,37	21,3
West-Kiushiu	„	58	11,87	47,5
Nordost-Kiushiu	„	11	3,50	61,8
Insgesamt . .	—	1359	605,83	—

1887, 15. September zu Ogawa.
1888, 28. Juli in Kiushiu.
1889 zu Kumamoto.
1891, 28. Oktober zu Mino und Owari. Beide blühende Provinzen wurden in Schutt und Asche gelegt, 25 000 Menschen getötet oder verwundet, 120 000 bis 130 000 Gebäude, 45 Kilometer Eisenbahnen und 520 Kilometer Deiche zerstört. Im Neotale erfuhr der Erdboden Faltungen, Senkungen und wagerechte Verschiebungen; Wälder rutschten an Berghängen herab.
1893 zu Kagoshima.
1894, 22. März zu Hokkaido.
1894, 20. Juni zu Tokyo. Viele Gebäude, namentlich nach europäischem Muster gebaute (deutsches Gesandtschaftshotel), zerstört, Kamine umgeworfen.
1896, 15. Juni, Erdbebenflut zu Kamaïshi. Wellen erreichten Höhe von 15 m; 7600 Häuser zerstört, 27 000 Menschen getötet. Erst nach 16 Stunden legte sich die Wellenbewegung, welche bis nach Oregon und Hawai hinüber den Pazifischen Ozean erregten.
1896, 31. August im nördlichen Honshu. Die Provinzen Rikuchu, Uzen, Ugo und Mutsu wurden teilweise zerstört, wohingegen das Beben in ganz Japan körperlich gefühlt wurde. Es bildeten sich zwei über 15 km lange Spalten, Thermalquellen versiegten und neue traten zutage; auch wurden auffallende magnetische Störungen beobachtet.

3. **Afrika.** Der schwarze Erdteil ist an Erdbebengegenden sehr arm; als solche sind nur bekannt die Küstengebiete des Mittelmeeres, Ägypten, Abessinien, namentlich die Gebiete Nyassa — Tangangika — Albert-See, ferner in sehr geringem Maße das Kapland, die Guineaküste und endlich die Inselwelt, namentlich die Azoren und Kanaren. Überhaupt sind von dem ganzen afrikanischen Kontinente, abgesehen von den Berberstaaten, nur 195 Erdbeben

bekannt geworden, welche sich auf 64 Ortschaften verteilen; dies wird wohl auch zum Teil seinen Grund darin haben, daß der größte Teil Innerafrikas noch zu wenig und noch nicht lange genug bekannt ist. Weiterhin entfallen auf die Berberstaaten 915 Beben an 135 Orten, die Inseln des Atlantischen Ozeans (Azoren allein 1444 an 12 Orten) insgesamt 1704 Beben an 162 Orten, die Inselwelt des Indischen Ozeans 57 Beben an 29 Orten.

4. **Nord-Amerika.** Hier sind namentlich das Mississippi- und Ohiotal, sowie Kalifornien die bekanntesten Schüttergebiete. So fand sich unter anderem, daß, wenn man die Arbeitsleistung aller durch 80 Jahre allein in Kalifornien verzeichneten Erdstöße in einen einzigen Augenblick vereinigen könnte, dadurch eine Beschleunigung erzielt würde gleich dem 3,4fachen der durch die Gravitation der Erde bewirkten.

Tabelle XII.

	Beobachteter Zeitraum	Zahl der Epizentren	Mittlere jährl. Bebenhäufigkeit	Seismizität in km
Kamtschatka	1841—54	12	4,00	87,5
Kanada oder Dominion	1847—88	53	6,32	—
Neu-England	1727-1885	105	16,47	90
Südküste des Erie- u. Ontariosees	1844—85	32	1,54	170
Ohio, Tennessee und mittlerer Mississippi	1846—85	67	3,95	170
Michigan	1847—55	9	2,20	240
Washington u. Vancouver	1877—96	32	4,22	180
Mittel-Kalifornien	1860—97	113	21,86	78,1
Nord-Kalifornien	1877—96	51	4,90	92,8
Süd-Kalifornien	1848—96	62	9,55	87,1

Einige nordamerikanische Beben seien hier namhaft gemacht:

1811—13 im Mississippitale. Namentlich bei New-Madrid, wo der kleine Eulaliasee plötzlich entwässert wurde, und in Little Prairie fast stündlich Stöße; 29000 Quadratmeilen erschüttert. Bleibende bis 18 m breite Löcher, Sand- und Schlammauswürfe, zeitweises Aufdämmen des Flusses durch Bodenschwellungen. Arkansas und Ohio erschüttert.

1843, 4. Januar in den Vereinigten Staaten, namentlich zu Iowa.

1856, in Honduras, in einer Woche 108 Stöße.

1886, 31. August in Charleston (Nord-Karolina). Ungeheure Sachbeschädigungen, Verlust von 27 Menschenleben. Mendenhall schätzt die von diesem Beben geleistete Arbeit auf 1300000000000 Pferdekräfte. Die Erschütterung dehnte sich über einen großen Teil der Vereinigten Staaten aus.

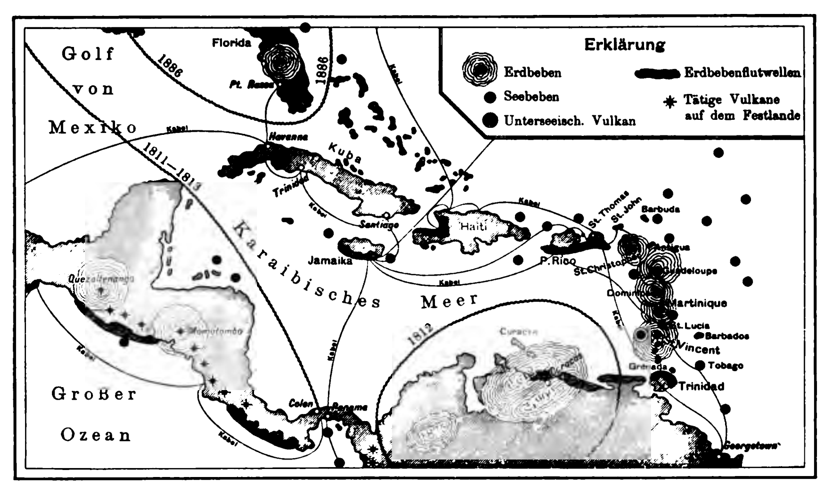
1898, 30. März in Kalifornien. Epizentrum wahrscheinlich in der Bay von San Francisco. In letzterer Stadt allein betrug der durch Ein-

sturz und Beschädigung von Baulichkeiten angerichtete Schade 500 000 Dollars; hervorgerufen wurden die Einstürze durch oft straßenlange Bodenrisse, in welche die Gebäude fußtief einsanken.

1903, Januar in Charleston und im Staate Georgia; Schade bedeutend.

5. Mittel-Amerika und Antillen. Von den Staaten Mittel-Amerikas wird namentlich Mexiko häufig seismisch bewegt. Einen besonderen Bebenherd bildet die ganze Reihe der Antilleninseln mit Ausnahme von Kuba (siehe Fig. 10); in besonders guter Erinne-

Fig. 10.



Die Bebentätigkeit Mittel-Amerikas und der Antillen.

rung werden wohl noch die grauenvollen, von Erdbebenerscheinungen begleiteten Vulkankatastrophen auf Martinique und St. Vincent stehen, welchen im Jahre 1902 nicht weniger als 30 000 Menschen zum Opfer fielen.

Tabelle XIII.

	Beobachteter Zeitraum	Zahl der Epizentren	Mittlere jährl. Bebenhäufigkeit	Seismizität in km
Mexiko insgesamt	—	288	159,59	—
Sonora und Sinaloa	1887—93	10	15,57	130,6
Kolima	1885—99	20	18,88	194,1
Südseite der Sierra Madre .	1878—99	27	15,52	42,5
Mexcalafluß	1878—99	48	21,75	53,8
Ebene von Anahuac	1644-1899	18	15,70	58,3
Oaxaca und Tehuantepec . .	1875—99	29	42,12	12
Orizaba	1845—99	23	5,61	92,4

Tabelle XIII.

	Beobachteter Zeitraum	Zahl der Epizentren	Mittlere jährl. Bebenhäufigkeit	Seismizität in km
Guatémala	1853—63	30	12,91	21
Salvador	1881—84	26	44,50	13
Costarica	1866—80	13	18,00	17
Antillen insgesamt	—	136	27,25	—
West-Kuba	1862—81	5	1,75	52
Ost-Kuba	1854—67	11	2,57	57
Jamaika	1847—73	17	2,48	32
Haïti und San Domingo	1883—89	22	5,14	59
Portorico	1864—79	18	8,00	23
Kleine Antillen	1845–71	40	7,03	42

Auch für dieses Gebiet seien einige Beben mitgeteilt:

1692, 7. Juni Jamaika verwüstet. Sehr große Spaltenbildungen; Ausbruch des Vulkans St. Kitts.

1797, 4. Februar auf den Antillen. Beginn einer achtmonatlichen Bebenperiode; Ausbruch des Vulkans von Guadeloupe.

1839, auf den Antillen, besonders Martinique.

1880, 21. Januar in Mexiko.

1887, 3. Mai in Sonora (Nordmexiko).

1896, auf den Kleinen Antillen. Beginn einer langandauernden Erdbebenperiode; Herd Insel Montserrat. Höhepunkt im Jahre 1897, wo auf Montserrat und den benachbarten Inseln zahlreiche Ortschaften und Menschenleben vernichtet wurden.

1902, auf St. Vincent. Im Februar, sowie vom 6. Mai nachmittags 3 Uhr ab heftige örtliche Erdbeben im Zusammenhange mit dem Ausbruche des Vulkans Soufrière.

1902, 18. April in Guatémala. Die Städte Quezaltenango, Mazatenango und Patzun, sowie 12 Dörfer wurden völlig vernichtet, viele andere schwer beschädigt; auch kamen zahlreiche Menschen um. Das Epizentrum dürfte bei Ocos gelegen haben, wo eine Brücke ins Wasser geschleudert und ein auf Stahlpfeilern ruhender Landungssteg verbogen wurde. Auch Spaltungen und Erdrutsche traten auf. Die gleichzeitigen Vulkanausbrüche sind wahrscheinlich als Folgewirkung und nicht als Ursache zu betrachten.

1902, auf Martinique. In der Nacht vom 2. zum 3. Mai und fernerhin häufige, wenn auch nicht besonders heftige Erdbeben in Verbindung mit den Ausbrüchen des Vulkans Mont Pelé.

6. Süd-Amerika wird mit am reichsten mit Erdbeben bedacht, vor allem die Nordküste von Caracas, ferner Peru, Chile und die ganze Andenkette; einige der dortigen Erdbeben spielen in der Erdbebenliteratur wegen ihrer unheilvollen Wirkungen eine hervorragende Rolle.

Tabelle XIV.

	Beobachteter Zeitraum	Zahl der Epizentren	Mittlere jährl. Bebenhäufigkeit	Seismizität in km
Vom Orinoco bis zum Kap Horn	—	50	7,64	—
Venezuela oder Caracas . . .	1857—87	17	12,44	34
Anden von Venezuela.	1865—87	20	8,00	73
Anden von Quito.	1864—79	30	5,50	40
Peruanische Küste von Callao bis Ica	1858—71	14	19,53	32
Peruanische Küste von Caraveli bis Iquique	1810—72	18	31,27	53
Nord-Chile	1849—86	16	36,51	20
Mittel-Chile	1836—86	31	28,25	42

Nachstehend sei eine Übersicht dort beobachteetr schwerer Beben gegeben:

1682, Lima zerstört.

1746, 28. Oktober zu Lima und Callao. Etwa 28 m hohe Flutwelle, Schiffe eine Stunde weit ins Land geworfen; 5 Monate lang Stöße (451).

1766, 21. Oktober bis 1767 an der Karaïbischen Küste (Venezuela, Maracaibo) fast stündlich Stöße.

1797, 4. Februar zu Riobamba. Leichname und ganze Gebäudeteile wurden auf benachbarte Hügel geschleudert. 20 Minuten später in Quito 40 000 Menschen getötet. Großartige Spaltenbildung, Entstehung von Schlammsprudeln.

1797, 14. November zu Cumana. Dampf- und Schlammausbrüche, Flammenerscheinungen.

1812, 26. März zu Caracas. Der Boden glich einer siedenden Flüssigkeit, 10 000 Menschen umgekommen; Ausbruch des Vulkans St. Vincent.

1822, zu Valparaiso. Stöße bis September 1823, lineare Erstreckung 260 Meilen.

1827, 16. November im Tale des Magdalenenstromes, Kohlensäureausströmungen.

1829, 19. November zu Chile.

1835, 20. Februar, zu Chile. Concepion zerstört; heftige Erdbebenflut durch submarinen Vulkanausbruch. Die sämtlichen Vulkane der Andenkette waren in ungewöhnlicher Tätigkeit.

1837, 7. November zu Valdivia, erstreckt sich bis zu den Sandwichinseln.

1851, 1. November zu Valdivia, Santiago und Valparaiso. Ausbruch des Mont Pelé.

1868, 13. August zu Arica und Iquique; große Erdbebenflut.

1868, 16. August zu Ecuador. Dauer 15 Minuten, 40 000 Menschen umgekommen.

1877, 22. April, 14. Mai und 9. Oktober zu Callao.

1877, 9. Mai zu Arica und Iquique.

1878, 23. Januar in Peru und Bolivia. Begleitet von großer Flutwelle, die einen großen Teil der Küste verwüstete.
1894, 28. April in Venezuela.
1894, 27. Oktober in Argentinien.
1900, 29. Oktober in Caracas.
1901, 4. September zu Minas Geraes (Brasilien). Nachts 23 Erdstöße, jedoch ohne größeren Schaden.

7. **Australien und Polynesien.** Das australische Festland ist von Erdbeben ziemlich verschont geblieben. Zahlreich sind sie dagegen auf den Inseln des Stillen Ozeans, welche fast sämtlich vulkanischen Ursprung haben; besonders Neuseeland, ferner die Sandwich- und Freundschaftsinseln, die nördlichen Marianen, der Bismarck-Archipel und Neu-Guinea sind durch große Bebenhäufigkeit ausgezeichnet, die sich auf eine Fläche von etwa 1 Million Quadratmeilen erstreckt. Aufzeichnungen besitzt man von etwa 1840 Erdbeben, welche von 81 über 7 verschiedene Gebiete zerstreuten Ortschaften zur Beobachtung gelangten.

Tabelle XV.

	Beobachteter Zeitraum	Zahl der Epizentren	Mittlere jährl. Bebenhäufigkeit	Seismizität in km
Australien	—	24	—	—
Tasmanien.	1859—84	6	0,45	192
Neu-Seeland insgesamt . .	—	101	28,02	—
Auckland	1869—95	20	4,52	128,1
Cookstraße	1846—95	30	14,97	72,2
Polynesien insgesamt	—	89	28,61	—
Marianen oder Ladronen . .	1892—98	6	15,00	—
Neu-Caledonien.	1875—87	4	0,61	161
Sandwich-Inseln oder Hawaï	1843—74	18	13,0	30

Einige Erdbeben neueren Datums seien hier mitgeteilt:

1897, 12. und 13. Mai in Süd-Australien.
1902, 22. September auf den Marianeninseln. Die Hauptstadt Agana der Insel Guam wurde stark in Mitleidenschaft gezogen.
1902, Anfang November in ganz Süd-Australien 5 heftige Beben, welche sich zu Clarendon in regelmäßigen Abständen von einer Woche wiederholten. Die Folge waren große Zerstörungen und wesentliche Veränderungen der Bodengestalt.
1902, 7. November zu Aopo auf der Insel Savaii der Samoagruppe gelegentlich eines Vulkanausbruches, wodurch mehrere Steinhäuser beschädigt und eine Missionskirche zerstört wurden.

II. Entstehung und Arten der Erdbeben.

1. Geschichtliches. Die Frage nach der Ursache der Erdbeben beschäftigte schon früh den Menschengeist. Bei den Juden sahen die Verfasser der heiligen Schrift in den Erdbeben einfach Gottes Fügung[1]). Im klassischen Altertum, sowie bei manchen Völkern selbst bis zur Jetztzeit, begegnet man abergläubischen Vorstellungen: ein unter der Erde befindliches fischähnliches Ungeheuer (Leviathan, Celebrant), bei den Japanesen das riesenhafte Erdbebeninsekt, bei den Muselmanen ein Elefant, in Nordamerika eine unterirdische Schildkröte u. a. m. machen die Grundfesten der Erde erzittern. Selbst im Mittelalter herrschte diese Anschauung noch, wenngleich viele, entsprechend der damaligen Strömung, in den Erdbeben Strafen Gottes für die Sünden der Menschheit erblickten. Jedoch finden wir manche Anklänge an die heutigen Erklärungsweisen schon bei den alten Klassikern[2]). So schrieben Pythagoras und Seneca einem Zentralfeuer den Grund der Erdbeben zu. Aristoteles, am weitesten abirrend, suchte die bewegenden Kräfte in der Luft und in Dämpfen, welche in den Höhlungen der Erde eingeschlossen seien. Andere wieder vermuteten die Ursache in unterirdischen Gewässern. Lukretius stellte die Behauptung auf, daß es in der Erde durch Auswaschungen entstandene Höhlungen gebe; sobald nun die sie tragenden Stützen nicht mehr ausreichten, erfolgten Einstürze, welche dann die Bodenerschütterungen hervorriefen. Democrit kam der modernen Anschauung von tektonischen Beben nahe, indem er meinte, daß einzelne Partien der Erde sich senkten, wofür andere emporgedrängt werden müßten. Übrigens sei noch bemerkt, daß die Griechen die Erdbebenbewegungen von den vulkanischen gut unterschieden, letztere aber meist als Begleiterscheinungen der ersteren bezeichnend.

In der zweiten Hälfte des 16. Jahrhunderts faßte der bekannte Naturforscher J. Rasch [Rassius][3]) die diesbezüglichen Theorien wie folgt zusammen:

„Ob aber in dem erdrich darinnen, und in (Microcosmo) menschlichen leib, als am himel oder in lüfften, die hitz oder kelt mit einander streiten, dardurch solch ein greulich erschröcklich stoßen, schupffen, hupffen, zittern, werffen, fellen, sausen und pfnausen anrichten wie der donner und plitz, so kommt von kelt und hitz. Oder, ob der wind wider daz

---

[1]) „Als Israel aus Ägypten zog, da ward Juda sein Heiligtum. Das Meer sah es und floh, der Jordan wandte sich zurück. Die Berge hüpften wie Widder und die Hügel wie junge Lämmer. Vor dem Antlitze des Herrn erbebte die Erde“. Psalm 113.

[2]) Näheres siehe etwa bei F. Otto: „Anschauungen der Griechen und Römer über Erdbeben und Vulkanismus“. Programm 1903 der deutschen k. k. Staatsrealschule in Budweis.

[3]) J. Rasch: „Von Erdbiden, etliche Tractät, alte vnd newe hocherleuchteter vnd bewärter Scribenten“. München 1582.

wasser oder daz wasser wider den wind, oder ein wind wider den andern, oder ein wazer wider daz andere, unter und gegen einander sich sezen, anstoßen und yrren. Oder, ob vielleicht ein wassergang verfallen, verschoppet oder ob etwo in der erd ein gewölbe eingegangen sey oder, daz die erdgeister und bergmännlein streiten oder daz der meerfisch Celebrant sich recke und strecke, die erd also unmäßig rüre und bewege, die auf yhme lige und ruhe, oder waz der ursacher sonst sey, darburch un wez wegen der erdboden also geblöet, getrukt, getrengt und gehebt wird, daz ist bey allen gelehrtesten und berümbtesten Naturforschern noch unerörtert."

Mit der im Laufe der Jahrhunderte fortschreitenden Enträtselung der Naturkräfte wurde einer ganzen Reihe [1]) derselben die Urheberschaft zugeschrieben. So war beispielsweise um die Mitte des 16. Jahrhunderts der italienische Mathematiker und Philosoph Cardano [2]) der Ansicht, aus den gegenseitigen Einwirkungen der im Erdinnern befindlichen Massen von Salpeter, Erdpech und Schwefel müßten sich Bewegungsvorgänge ergeben. Im 18. Jahrhundert bildete Ch. F. Lambert [3]) ein eigentümliches elektrochemisches System aus, demzufolge im Schoße der Erde zirkulierende elektrische Ströme Verbrennungen und Zersetzungen zuwege brächten, und diese molekularen Veränderungen sollten sich dann in mechanische Kraft, in Erdbeben umsetzen. A. Boué [4]) erblickte in dem Zusammentreffen von Erdbeben mit Nordlichtern und erdmagnetischen Erscheinungen einen Hinweis auf deren ursächlichen Zusammenhang. Daß Erdbeben die Folge elektrischer Entladungen, Gewitter seien, die sich im Innern der Erde als Stürme entlüden, glaubte Stuckeley [5]). Die Sonnenflecke brachten Poëy [6]) und Kluge [7]) mit dem Zustandekommen der Erdbeben in Verbindung; während aber ersterer die stärkere Bedeckung der Sonnenoberfläche mit

---

[1]) Eine erschöpfende Zusammenstellung der bekannten älteren Erdbebentheorien findet sich in der Schrift von B. M. Lersch: „Über die Ursachen der Erdbeben". Köln und Leipzig 1879.

[2]) Vgl. Rixner-Siber: „Leben und Lehrmeinungen berühmter Physiker am Ende des XVI. und am Anfang des XVII. Jahrhunderts". Im II. Heft, S. 66; Sulzbach 1820.

[3]) Zitiert bei S. Günther: „Handbuch der Geophysik". I. Bd., S. 478; Stuttgart 1897.

[4]) A. Boué: „Parallèle des tremblements de terre, des aurores boréales et du magnétisme terrestre". Im XVIII. Bande des Bulletin de la Société Géologique de France.

[5]) Stuckeley: „The Philosophy of Earthquakes natural and religious". London 1750.

[6]) Poëy: „Rapport entre les taches solaires, les tremblements de terre aux Antilles et au Mexique et les éruptions volcaniques sur tout le globe". Im LXXVIII. Bande der Comptes Rendus de l'Académie Française.

[7]) E. Kluge: „Über Synchronismus und Antagonismus von vulkanischen Eruptionen und die Beziehungen derselben zu den Sonnenflecken und erdmagnetischen Variationen". Leipzig 1863.

Flecken als die günstigste hielt, erklärte der letztere gerade das Umgekehrte als zutreffend. Die Hauptverfechter der Hypothese, daß sich eine flutartige Einwirkung des Wechsels in der Anziehungskraft des Mondes auf die Erdbeben ergebe, waren A. Perrey[1]) und R. Falb[2]). Näher auf all diese Theorien einzugehen, deren wissenschaftliche Unhaltbarkeit längst einwandfrei sichergestellt wurde, ist an dieser Stelle der Beschränktheit des Raumes halber nicht angängig; jedoch wird sich der fünfte Abschnitt mit einzelnen derselben etwas genauer zu befassen haben.

Sehen wir nunmehr zu, wie sich in neuerer Zeit die Wissenschaft zu der Frage nach der Entstehung der Erdbeben stellt. Zu Anfang des vorigen Jahrhunderts hatte man zwar bereits erkannt, daß den Erdbeben verschiedene Entstehungsursachen zukommen; aber indem man einseitig das Hauptgewicht auf die eine oder andere derselben legte und die übrigen auf nur einige wenige Fälle beschränkt wissen wollte, entstanden die vulkanisch-plutonische Erdbebenlehre und die Einsturztheorie. Die Anhänger der ersten Richtung, vor allem L. v. Buch, A. v. Humboldt[3]) und C. F. Naumann[4]) führten die Erdbeben fast ausnahmslos, selbst diejenigen, welche sich weit vom Schauplatze eines Vulkans mit eruptiver Tätigkeit ereignen, auf vulkanische Vorgänge im Erdinnern zurück, so daß diese nichts weiter wären als versuchte Eruptionen. Dieser Anschauung traten aber die Einsturztheoretiker, als deren Hauptvertreter O. Volger[5]) zu nennen ist, entgegen. Ausgehend von der sichergestellten Erfahrungstatsache, daß bei sehr vielen Erdbeben absolut keine Koinzidenz mit Vulkanausbrüchen aufzufinden ist, ließen sie zwar untergeordnete Erderschütterungen auch aus vulkanischen und gebirgsbildenden Ursachen hervorgehen; aber die überwiegende Mehrzahl und namentlich die heftigen und weithin fühlbaren Erdbeben schrieben sie der Auslaugung oft meilenweiter, sich unter ganzen Gebirgsstöcken erstreckender Hohlräume und deren Zusammenbruch zu, so daß also die Lagenänderungen der Gebirgsschichten durch Auswaschung, dabei Streckungen und Biegungen dieser Schichten den Anfang der Bewegung bildeten.

2. Einteilung. Gegenwärtig aber teilt man die Erdbeben nach ihren Entstehungsursachen in drei Klassen ein, nämlich in vulka-

---

[1]) A. Perrey: „Propositions sur les tremblements de terre et les volcans“. Paris 1863.

[2]) R. Falb: „Grundzüge zu einer Theorie der Erdbeben und Vulkanausbrüche“. Graz 1869. — „Gedanken und Studien über den Vulkanismus.“ Graz 1875. — „Von den Umwälzungen im Weltall“. Wien 1881.

[3]) Vgl. hierzu namentlich J. Dück: „Die Stellung Alexander von Humboldts zur Lehre von den Erdbeben“. Im 3. bis 5. Hefte, S. 59 bis 68, des III. Jahrganges der Monatsschrift „Die Erdbebenwarte“.

[4]) C. F. Naumann: „Lehrbuch der Geognosie“. Leipzig 1850.

[5]) O. Volger: „Untersuchungen über das Phänomen der Erdbeben in der Schweiz“. 3 Bände. Gotha 1857 bis 1858.

nische Beben, Einsturzbeben und tektonische oder Dislokationsbeben; zudem ist man zu der Überzeugung gelangt, daß die Erdbeben der beiden ersten Klassen sowohl der Zahl, als auch der Größe des erschütterten Gebietes nach erheblich hinter denen der dritten Klasse zurückstehen. Aber gleich hier sei ausdrücklich betont, daß sich, wie späterhin noch des näheren gezeigt wird, eine strenge Grenze zwischen diesen Bebenarten nicht immer ziehen läßt, indem gar nicht selten die sichtbaren Folgewirkungen eine falsche Ursache vortäuschen. Das Verdienst, die Dreiteilung zuerst klar und in ihrer jetzigen Bedeutung erkannt und ausgesprochen zu haben, gebührt dem bekannten Grazer Geologen und Erdbebenforscher R. Hoernes[1]).

a) Vulkanische Erdbeben. Diese treten als Begleiterscheinungen vulkanischer Tätigkeit auf und werden durch die Stöße verursacht, welche die entweichenden Gase (meist überhitzter Wasserdampf) gegen die Erdoberfläche ausüben.

Nachgewiesenermaßen werden alle Vulkanausbrüche (Eruptionen) von mehr oder minder heftigen Zuckungen der äußeren Erdrinde eingeleitet und begleitet, d. h. Erdbeben bilden die Vorläufer und Nachklänge der Ausbrüche. ✓Im Innern eines im Ausbruche begriffenen Vulkans[2]) (Fig. 12, a. S. 45) drängt unablässig der in der flüssigen Lavamasse eingeschlossene Dampf die glühende Masse nach oben, einen Ausweg suchend. Das wiederholte Steigen und Fallen der gespannten Dampfmassen bewirkt ein Auf- und Niederwogen des Glutbreies, ein mächtiges Andrängen und Stoßen gegen die Gesteinsdecke des Vulkans, wodurch letztere in allmählich an Stärke zunehmende Erzitterungen[3]) gerät. Endlich gibt die Decke nach, sie wird gesprengt, und die Dämpfe und Lavamassen strömen ungehindert aus; nunmehr

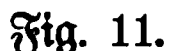
---

[1]) R. Hoernes: „Erdbebenstudien". Im 28. Bande des Jahrbuches der k. k. Geologischen Reichsanstalt; Wien 1878.

[2]) Die Abbildung Fig. 12, S. 45 zeigt, wie aus dem mit Lava gefüllten Schlote *a*, welcher sich oben zum trichterförmigen Krater *b b* erweitert, Dampfblasen empordrängen, die sich dabei mehr und mehr ausdehnen, weil der ihrer inneren Spannkraft von außen her entgegengesetzte Widerstand stets schwächer wird. Sie steigen in einer garbenförmigen Wolke *d* nach oben, oft bis zu bedeutenden Höhen (so erreichte die Dampfsäule des Vesuv beim Ausbruche des Jahres 1822 eine Höhe von mehr als 3000 m). Die in der Höhe der Atmosphäre zusammengeballten ausgebreiteten Wolkenmassen *c* verdichten sich immer mehr, bis sie schließlich Regengüsse *e*, begleitet von Gewittererscheinungen (Blitz und Donner) entsenden. Die mit emporgerissenen glühenden Schlacken und Aschen stürzen wieder in einer feurigen Garbe *f* nach unten, meist auf den Kraterrand zurück, diesen allmählich erhöhend. Die Lava sucht sich fast stets unterhalb des Kraterrandes einen seitlichen Ausweg *g* bezw. *h*, durch den sie als glühender Lavastrom *i* herabfließt.

[3]) A. v. Humboldt fühlte beispielsweise, am 26. Juli 1805 im Krater des Vesuv am Fuße eines kleinen Auswurfskegels sitzend, sehr regelmäßig alle 20 bis 30 Sekunden unmittelbar vor jedem Auswurfe glühender Schlacken eine Erschütterung des Kraterbodens.

werden auch die Erdbeben wieder schnell schwächer und hören bald gänzlich auf. Daher der in den Vulkangebieten, wie Sizilien, Neapel, Quito, Peru usw. unter der Bevölkerung vielfach verbreitete, wenngleich trügerische Glaube, die Eruptionen seien, weil gleichsam als Sicherheitsventil wirkend, ein sicherer Schutz vor verheerenden Erdbeben. Wenn


Fig. 11.



Ausbruch des Vesuv am 8. August 1779. Nach einem Kupferstich desselben Jahres.

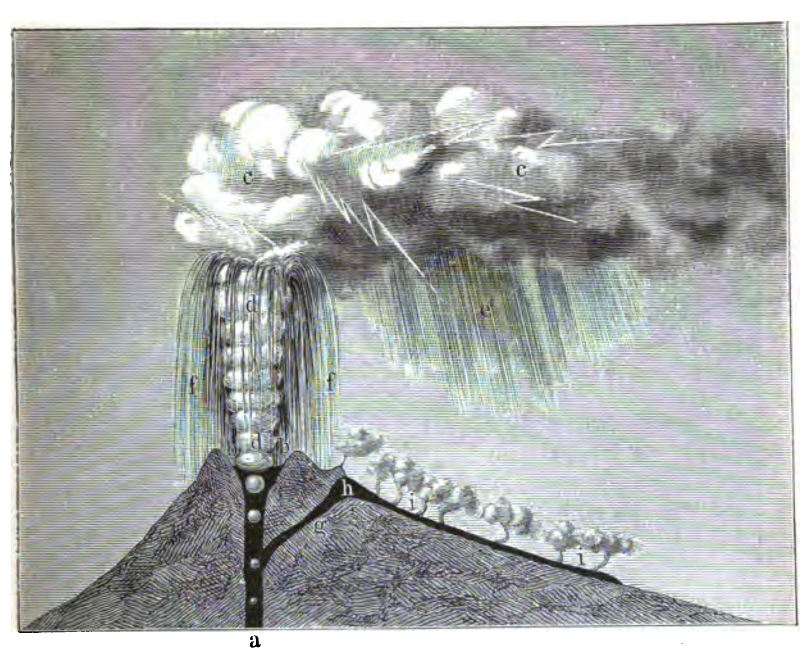
schließlich im Verlaufe des Ausbruches die Lava wieder zu größeren Tiefen im Innern des Vulkans zurückgesunken ist, so macht sie leicht noch einen letzten Versuch, unter Erschütterungen auf dem niedrigsten Niveau durchzubrechen, wo ihre Bewegung begonnen hat.

Naturgemäß ist die Heftigkeit und damit auch die räumliche Ausdehnung der auf diese Weise entstandenen Erdbeben großen Schwankungen unterworfen. Teils sind die Erschütterungen so geringfügig, daß sie nur im Krater selbst oder in dessen unmittelbarer Nähe gefühlt werden; häufig sind sie aber auch von ganz besonders heftiger Wirkung und zeigen einen der Explosion von Minen ähnlichen Charakter, begleitet von lauten unterirdischen schußartigen Detonationen, und pflanzen sich dann vom Vulkan als Zentrum in einem oft viele Meilen umfassenden Gebiete fort. Geschieht die Fortpflanzung des Erdbebens

gleichmäßig nach allen Seiten hin, also flächenhaft, so spricht man von eigentlichen *Eruptivstößen*; erfolgt sie aber linienhaft in einer Richtung, so hat man es mit *Radialstößen* zu tun.

Als Folgeerscheinungen beobachtet man manchmal die Entstehung von Erdspalten, das Auftreten von Bergstürzen und Abrutschungen,

Fig. 12.



Schematischer Schnitt durch einen im Ausbruch begriffenen Vulkan.

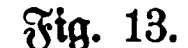
das Versiegen von Quellen und Austrocknen von Brunnen, alles Vorgänge, welche durch das Zerreißen und die Verschiebungen im Unterbau des Berges verursacht werden. Infolgedessen vermögen die vulkanischen Beben den Boden für die weiterhin noch zu erörternden beiden Bebenarten vorzubereiten und diese selbst auszulösen.

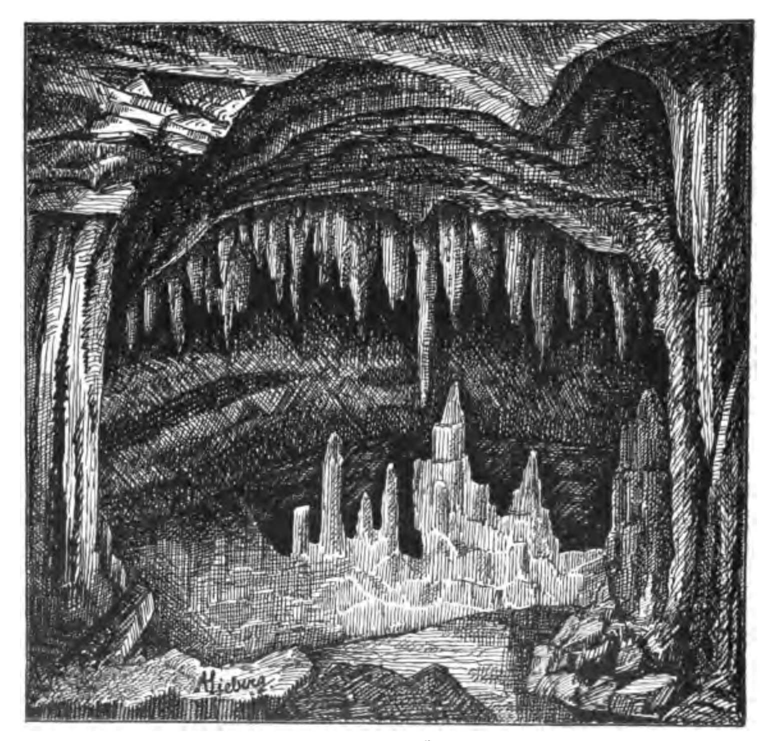
Die vulkanischen Erdbeben sind durchweg, selbst bei großer Heftigkeit, sowohl zeitlich beschränkt, als auch vermögen sie nur ein verhältnismäßig kleines[1]) Oberflächengebiet in Erschütterung zu versetzen; folglich tragen sie einen ausschließlich *örtlichen* Charakter.

[1]) So vermochte beispielsweise die bekannte Katastrophe auf Martinique die andernorts aufgestellten Erdbebenmeßinstrumente nicht in Bewegung zu setzen, während schon mittelmäßige Dislokationsbeben oft großartige Zeichnungen liefern; infolgedessen wird man denn auch, abgesehen von dem Verluste der vielen Menschenleben, die Katastrophe von Martinique nicht zu den größeren rechnen. Übrigens deutet die Kleinheit des Schüttergebietes mit darauf hin, daß die Tiefe des vulkanischen Herdes nur eine geringe war.

Nicht unbedingt ist es erforderlich, daß sich der Vulkan zur Zeit des Erdbebens in Tätigkeit befinde; denn schon beim Herantreten der glühenden Gesteinsmassen in die Nähe der Erdoberfläche, also ohne Ausbrüche (sog. versuchte Eruptionen), können Erderschütterungen verursacht werden (hierzu vergleiche aber auch das S. 51 unter „Spannungsbeben“ Gesagte). Solche bilden manchmal das erste Anzeichen des Wiederauflebens[1]) der Tätigkeit in Vulkanen, die bereits als erloschen galten. Mithin begünstigt denn auch, wie dies die Erdbebenstatistiken bewahrheiten, die Gegenwart selbst erloschener Vulkane die Auslösung seismischer Vorgänge.

b) Einsturzbeben. Sie werden hervorgerufen durch den Zusammenbruch unterirdischer, infolge von Auswaschungen entstandener Hohlräume.


Fig. 13.



Höhle auf Antiparos im Ägäischen Meere.

[1]) Als ein Beispiel hierfür sei das verheerende Erdbeben angeführt, welches sich in der Gegend von Pompeji und Herculanum 16 Jahre vor dem ersten geschichtlich bekannten Ausbruche des Vesus vom Jahre 79 n. Chr. ereignete, der diese Städte in Schutt und Asche begrub; bis dahin war der vulkanische Charakter des Vesuv noch vollständig unbekannt.

Abgesehen von dem Zubruchgehen künstlicher Erdhöhlen, wie Bergwerksbauten usw., tragen an der Bildung und, bei zu großer Ausdehnung, ungenügenden Stützung der Hohlräume meist unterirdische Auslaugungen, Auflösungen und Fortspülungen nachgiebiger Massen die Schuld. In Kalk-, Gips- und Steinsalzlagern schafft das Wasser Höhlen, welche sich stets erweitern. Von der Menge der löslichen Mineralstoffe, welche dem Gebirge tagtäglich durch Quellen und unterirdische Wasserläufe entzogen werden können, macht man sich erst eine richtige Vorstellung, wenn man beispielsweise erfährt, daß nach G. Bischof[1]) die Paderquelle in 67 Tagen eine Menge kohlensauren Kalkes wegführt, welche einem Erdfall von 150 Fuß Durchmesser und 25 Fuß Tiefe entspricht; oder aber daß den Berechnungen[2]) von Ludwig und Mauthner zufolge die Karlsbader Therme dem Innern der Erde alljährlich 3064 cbm Salze entnimmt. Im Laufe der Zeit tritt dann ein Augenblick ein, wo die Decke sich nicht mehr zu halten vermag, und der nun erfolgende Einsturz macht sich als ein Erdbeben fühlbar. Erfolgt der Zusammenbruch, wie es wohl meistens der Fall ist, allmählich in kleineren Teilen, so treten wiederholte schwächere Erderschütterungen auf; jedoch kann auch die Decke plötzlich auf einmal niedergehen, was sich in einem kurzen, aber heftigen Erdbeben äußert. Häufig hinterlassen die Einsturzbeben auf der Erdoberfläche sichtbare Einsenkungen, kegelförmige Krater von wenigen Metern Durchmesser und sehr regelmäßiger Gestalt. Erinnert sei hier nur an die häufigen Erdbebenvorgänge im Karstgebirge und in den Kalkalpen; im ersteren Gebiete sind Fälle vorgekommen, daß mehrere Häuser samt ihren Bewohnern in die Tiefe stürzten und dabei begraben wurden.

Ebenso wie aber die Höhleneinstürze Erderschütterungen bewirken, so zersprengen die Erdbeben selbst wiederum die Gesteine und rütteln sie durcheinander, dadurch neue Höhlenbildung begünstigend. Übrigens können auch durch den Vorgang der Erdrindenschrumpfung Hohlräume entstehen, welche zum Zusammenbruche neigen, so daß sich zwischen den Einsturz- und Dislokationsbeben nicht immer eine scharfe Grenze ziehen läßt.

Die Einsturzbeben äußern sich entweder in leichten, an derselben Stelle wiederholt auftretenden Bodenbewegungen, oder aber sie erschöpfen ihre Kraft in einer stärkeren Erschütterung von sehr kurzer Dauer und wenigen schwächeren Nachstößen; dabei können sie unter Umständen innerhalb engster Grenzen in hohem Grade heftig und zerstörend wirken. Naturgemäß besitzt das Schüttergebiet keine große Ausdehnung, so daß es sich auch hier nur um ganz örtliche Erscheinungen handelt.

---

[1]) G. Bischof: „Lehrbuch der chemischen und physikalischen Geologie". I. Band; Bonn 1847.

[2]) Vergl. Binder: „Die Salze der Karlsbader Therme". In der Monatsschrift „Die Erdbebenwarte", Jahrg. II, S. 205.

Mit den Erdfällen und Einstürzen sind häufig Schallerscheinungen verbunden, die an ein und demselben Orte oft während verhältnismäßig langer Zeit wiederkehren. Dabei kann es vorkommen, daß die Bodenbewegungen äußerst schwach und kaum wahrnehmbar sind, während die Schallwirkungen äußerst heftig auftreten und die Menschen in Angst und Schrecken setzen; ein bemerkenswertes Beispiel hierfür ist das sogenannte Detonationsphänomen auf der Insel Meleda bei Ragusa in den Jahren 1822 bis 1824.

Nunmehr erübrigt noch, die bereits S. 42 angeführte Einsturztheorie O. Volgers mit einigen wenigen Worten zu beleuchten und damit deren Unhaltbarkeit darzulegen. Es wurde gezeigt, daß die Einsturzbeben nur kleine Gebietsteile lokal zu erschüttern vermögen. Wollte man eine auf diese Weise hervorgerufene Erschütterung großer Länderstrecken als tatsächlich vorkommend annehmen, so müßte man auch Volgers Voraussetzung gelten lassen, daß sich meilenweite und meilenhohe Gebirgsmassen über einer Hohlschicht schwebend erhalten könnten, wie das Gewölbe eines Bauwerkes. Gegen eine solche Annahme spricht aber alles, was wir über die Wirkungen des Gebirgsdruckes wissen.

c) **Dislokationsbeben oder tektonische Erdbeben.** Derartige Erdbeben zeichnen sich durch ihre Häufigkeit, großes Erschütterungsgebiet, lange Zeitdauer und das Gebundensein an gewisse bestimmte Linien aus. Sie werden durch Lagenänderungen von Teilen der festen Erdrinde hervorgerufen (Faltungen, Verschiebungen und Verwerfungen, Zerreißungen, Senkungen usw.), welche als eine Folge der Auslösung von Spannungszuständen der Erdkruste auftreten. Trotzdem ihre ursprünglichen Ursachen nicht so klar erkennbar sind wie diejenigen der beiden vorerwähnten Bebenarten, so ist man doch geneigt, sie auf die jetzt noch tätigen gebirgsbildenden Vorgänge zurückzuführen.

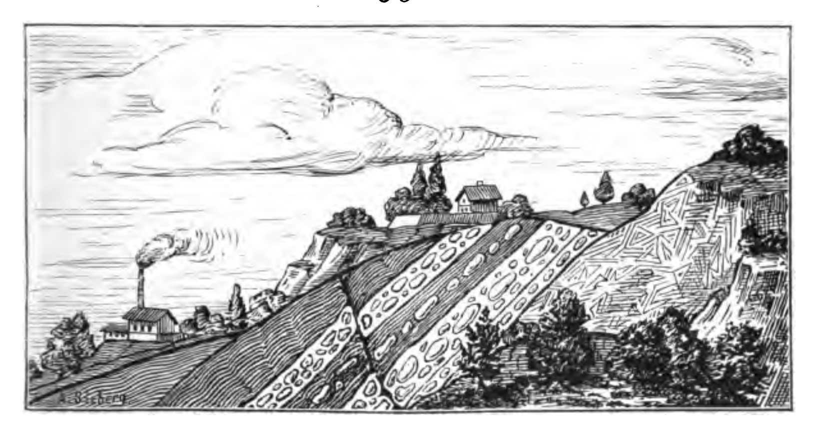
Die feste Erdrinde bietet in ihrer Zusammensetzung und Beschaffenheit ein höchst verworrenes und kompliziertes Bild dar. Einmal ist das Material, aus dem die einzelnen Gesteinsschichten bestehen, ein höchst verschiedenartiges; dazu kommt noch, daß die in horizontaler[1]) und vertikaler Richtung wirkenden gebirgsbildenden Kräfte die Schichten entweder zusammenschieben und heben, oder aber zum Zusammenbrechen und Versinken bringen. Dadurch entstehen Brüche, Überschiebungen und Verwerfungen, so daß wir die ursprünglich nahezu horizontalen Sedimentärschichten schräg gestellt, also mehr oder minder im Profil geneigt antreffen. Aus demselben Grunde durchsetzen Fugen, Spalten, Klüfte und Gänge die Gebirgsmassen sehr zahlreich. Alles

[1]) Ein sehr augenfälliges Beispiel für das Wirken dieser Horizontalkraft wurde in einem Steinbruch zu Chicago beobachtet: als dort eine tiefere Schicht bloßgelegt wurde, wölbte sie sich sofort zu einer Falte von etwa $^1/_4$ km Länge, welche schließlich durch Längssprung riß.



dies hat dazu beigetragen, die Erdrinde in unzählige einzelne Schollen, Bänke und Stöcke von der verschiedenartigsten Größe und Beschaffenheit zu zerstückeln. Fig. 14 veranschaulicht uns dies in den kleinen Verhältnissen eines ganz dünnen und wenig ausgedehnten oberflächlichen Erdrindenstückes [1]); naturgemäß wiederholt sich dies im großen immer wieder bis zu ganz bedeutenden Tiefen.

Fig. 14.



Profilschnitt eines Schichtensystems.

Ist einmal ein Ausgleich des übermäßigen Druckes zustande gekommen, so halten sich die Schollen gegenseitig das Gleichgewicht. Aber A. Heim [2]) bemerkt hierzu treffend: „In einem Gebirge kann es gar keine in ihrer gegenseitigen Lage wirklich absolut starre fixe Punkte geben, ewige Beweglichkeit wirkt fortwährend, bis einst alles abgeflacht sein wird. — Wenn auch der gebirgsbildende Horizontalschub nicht mehr fortdauert, so müssen doch in der Erdrinde wenigstens durch die Belastungsveränderungen, durch Verwitterung und Erosion neue Spannungen entstehen und von Zeit zu Zeit in Bildung von Rissen, in Stellungsveränderungen ganzer Schichtenkomplexe ihre Auslösung verlangen."

Wird nun das innere Gleichgewicht der Schollen auf irgend eine Weise gestört, etwa durch den gegenseitigen Druck der Gebirgsteile, Entstehung neuer oder Erweiterung bereits vorhandener Spalten usw., so treten plötzlich und ruckweise wagerechte und senkrechte Verschiebungen,

[1]) In dieser Zeichnung ruhen deutlich geschichtete schieferige Gesteine und Konglomerate auf einer hierzu parallelen Unterlage von Granit. Der Zusammenhang des Gebirges ist durch einen Sprung, d. i. eine Kluft, gestört worden, wodurch der innere Gebirgsteil durch Abrutschen in das Liegende verworfen wurde.

[2]) A. Heim: „Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung". II. Bd., S. 101; Basel 1878.

Verwerfungen und Rutschungen, sog. „Dislokationen“, der einzelnen Gesteinsschichten auf, oftmals verbunden mit einem Brechen und Verstürzen. Aber nur vereinzelt hinterlassen solche unterirdische Verwerfungen eine äußerlich sichtbare Spur [1]). Derartige Vorgänge äußern sich an der Erdoberfläche in Form von Erdbeben, wie auch überhaupt selbst der langsamste Faltungsvorgang ohne eine zahllose Menge von einzelnen Erschütterungen nicht denkbar ist. Die Summe der geschehenen Bewegungen wird sich natürlich nicht auf einmal vollziehen, vielmehr wechseln häufige, jedesmal an und für sich nur unbedeutende Dislokationen, welche nur geringe Erschütterungen bewirken, mit von Zeit zu Zeit erfolgenden heftigeren Bewegungen derselben Art ab.

Aus dem Gesagten geht klar hervor, daß alle Erdbeben von weiter Erstreckung, langer Dauer und anhaltender Heftigkeit das äußerlich fühlbare Zeichen der Auslösung von Spannungszuständen in der Erdkruste sind und deshalb zu den Dislokationsbeben gerechnet werden müssen. Der Ausbreitungsbezirk solcher Beben kann manchmal ganze Erdteile umfassen.

Aber schon E. Sueß war in manchen Fällen in Verlegenheit [2]), wo die scharfe Grenze zwischen tektonischen und vulkanischen Erdbeben zu ziehen sei. Es darf daher nicht unerwähnt bleiben, daß heutzutage mehr und mehr die Auffassung G. Gerlands [3]) Platz greift, manche oder sogar die meisten und ausgebreitetsten tektonischen Erdbeben verdankten im tiefsten Grunde ihre Entstehung Vorgängen im gasigen Erdinnern, durch welche eine der Erdoberfläche näher liegende Spannung der Gesteinsschichten unter Erschütterung zur Auslösung gelange. A. Stübel [4]), der zwar für gewisse Gegenden und kleine Erschütterungskreise die oben besprochenen tektonischen Ursachen für wahrscheinlich hält, vertritt sogar die Ansicht, die Unterscheidung vulkanischer und tektonischer Erdbeben sei mangels strenger Beweise bis jetzt nur auf eine subjektive Auffassung begründet geblieben; infolgedessen sei die in die Erscheinung

---

[1]) So entstanden gelegentlich des großen japanischen Erdbebens im nördlichen Honshu vom 31. August 1896 R. Yamasaki (Petermanns Mitteilungen 1900, Heft XI) zufolge zwei lange Dislokationslinien zu beiden Seiten eines Gebirgszuges, nämlich die 15 km lange Kawafune-Spalte und die 60 km lange Sen'ya-Spalte, vgl. Fig. 15; das Land zu beiden Seiten der Gebirgskette senkte sich an den Spaltenlinien um 2 bis 3 m. Diese Linien sind echte Bruchlinien; denn sie durchschneiden in gleicher Weise lockeren und festen Alluvialboden, starres Felsgestein und gehen durch Ebene, Berg und Tal hindurch, ohne im wesentlichen ihre Richtung zu ändern.

[2]) E. Sueß: „Das Antlitz der Erde.“ I. Bd., S. 229.

[3]) G. Gerland: „Über den heutigen Stand der Erdbebenforschung.“ Vortrag, gehalten gelegentlich des XII. Deutschen Geographentages zu Jena 1897.

[4]) Vgl. etwa A. Stübel: „Über das Wesen des Vulkanismus“, S. 2 bis 3. Sonderabdruck aus dem Werke: „Die Vulkanberge von Ecuador“; Berlin 1897.

tretende Art der Erschütterung, welche als tektonisch bezeichnet wird, eine Folge der Äußerung vulkanischer Kraft in den peripherischen Herden. Anderseits gelangte schon B. Kotô [1]) zur festen Überzeugung, daß in Japan die Ketten der Vulkane, die Gebirgsformationen und die nicht vulkanischen Erdbeben sehr innige und grundlegende Beziehungen zu den tektonischen Linien besäßen. In ähnlicher Weise macht K. Sapper [2]) es wahrscheinlich, daß in Guatémala die Vulkanausbrüche nicht die Ursache der Erdbeben, sondern umgekehrt die Folge unterirdischer Verschiebungen seien, welche letztere sich gleichzeitig als Erdbeben an der Erdoberfläche ankündigen. J. Milne [3]) geht noch weiter, indem er überhaupt die vulkanischen Eruptionen durchgängig auf Dislokationsbeben zurückgeführt wissen will.

Infolgedessen, namentlich im Hinblicke auf die japanischen, italienischen [4]) und mittelamerikanischen Verhältnisse, dürfte es sich wahrscheinlich als notwendig erweisen, wenn man an den „rein tektonischen“ Erdbeben festhalten will, noch eine Zwischenform „vulkanisch-tektonischer“ Erdbeben oder „Spannungsbeben“ auszuscheiden. W. Láska [5]) denkt dabei an Verhältnisse, wie sie bei zu schnell gekühltem Glase vorkommen, an dessen Stelle hier ausgedehnte Eruptivmassen in geringer Tiefe unter der Erdoberfläche treten; auf diese Weise befände sich die geologische Unterlage der betreffenden Gegend in einem Spannungsverhältnisse, dessen Auslösung ein Erdbeben hervorruft.

Die tektonischen Erdbeben lassen, wie E. Sueß hervorhebt, ihrer

---

[1]) B. Kotô: „The Skope of the volcanological Survey of Japan.“ In Nr. 3 der Publications of the Earthquake Investigation Committe in Foreign Languages; Tokyo 1900.

[2]) K. Sapper: „Das Erdbeben in Guatémala vom 18. April 1902.“ In Petermanns Geographischen Mitteilungen 1902, S. 193 bis 195.

[3]) J. Milne: „Seismological Observations and Earth Physiks.“ Im Januarheft 1903 des Geographical Journal.

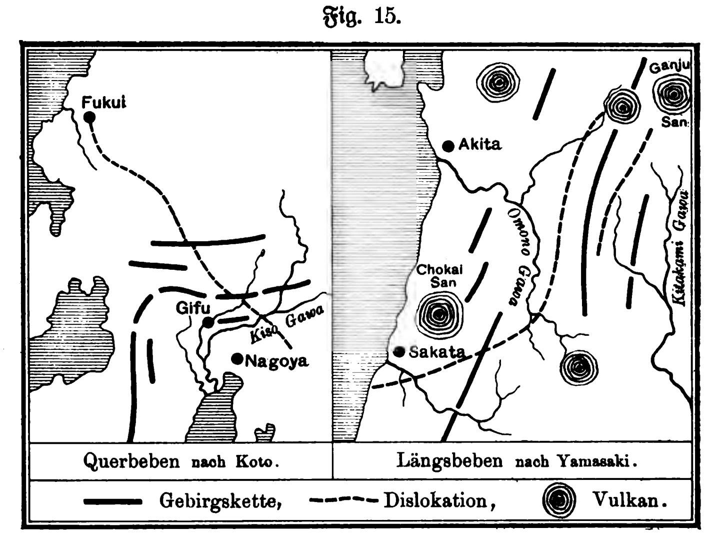
[4]) Für Kalabrien und Sizilien glaubt E. Sueß („Die Erdbeben des südlichen Italien“; im 34. Bande der Denkschriften der Kaiserl. Akademie der Wissenschaften, Wien 1874) auf Grund sehr reichen statistischen Materials drei Arten (vgl. hierzu Fig. 16) von Erdbebenerschütterungen annehmen zu sollen: 1. Erdbeben, die ihr Zentrum in einem Vulkane haben, die vorzüglich den Fuß des Vulkans erschüttern, einer Eruption vorangehen oder dieselbe begleiten, auch wohl bei besonderer Intensität sich über eine größere Fläche fortpflanzen: Eruptivstöße. 2. Solche, die zwar auch in einem Vulkane ihren Ursprung haben, von diesem aber nach bestimmten Linien wie einzelne Strahlen ausgesendet werden: Radialstöße. 3. Solche, welche ihr Zentrum nicht in einem Vulkane haben: peripherische Stöße. Für diese letztere Art der Erschütterung, die sich über besonders große Gebiete erstreckt, möchte A. Stübel (a. a. O., S. 49) geltend machen, daß ihr Ursprungsort recht wohl auch in vulkanischen Herden gesucht werden dürfte, jedoch in solchen gesucht werden mußte, deren Lage durch vulkanische Baue äußerlich nicht gekennzeichnet ist.

[5]) W. Láska: „Ziele und Resultate der modernen Erdforschung. I. Die Erdbeben.“ Im 48. Bande, S. 579 von „Natur und Offenbarung“; Münster 1902.

Ursache nach mehrfache Einteilungen zu; so unterscheidet man zunächst zwei Hauptgruppen, nämlich Erdbeben, welche aus tangentialen Spannungen, und solche, welche aus Senkungen hervorgehen.

In der ersten Hauptgruppe redet man von einem „Querbeben“, wenn die Linie der Dislokation quer durch die Gebirgsachse bzw. durch die Streichungsrichtung der vorkommenden Schichten verläuft, und von einem „Längsbeben“, wenn die Verwerfung parallel zur Gebirgsachse zieht. Fig. 15 veranschaulicht zwei typische Beispiele aus Japan,

Fig. 15.



Beispiel eines Quer- und eines Längsbebens.

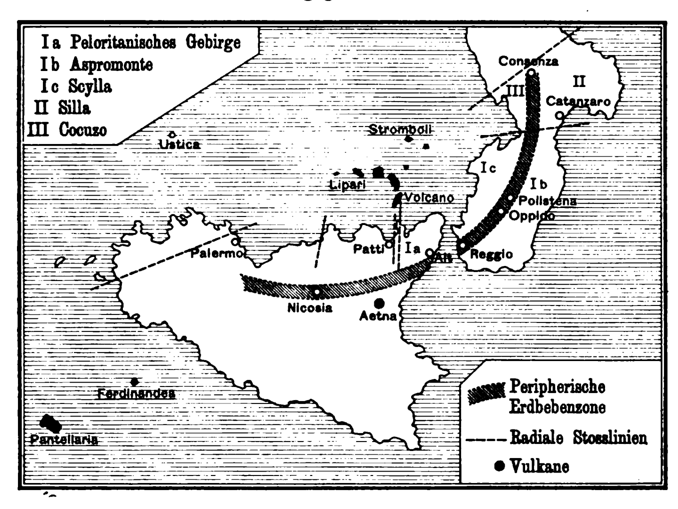
nämlich das Querbeben zu Mino-Owari am 18. Oktober 1901 und das Längsbeben vom nördlichen Honshu am 31. August 1896. Für die erstere Bebenart hat E. Sueß die Bezeichnung „Blattbeben“ eingeführt, weil die quer auf dem Streichen der Falten stehenden Verschiebungsflächen bergmännisch „Blätter“ genannt werden. Wenn aber eine Schichttafel schuppenartig über eine andere gelagert ist, wofür man im Bergbau den Ausdruck „Wechsel“ gebraucht, dann ist ein „Wechsel- oder Vorschubbeben“ möglich; da bei einem solchen die Achse im Streichen des Gebirges liegt, so ist es also mit einem Längsbeben identisch.

Bei der zweiten Hauptgruppe von Dislokationen, welche mit Vertikalbewegungen von Erdschollen zusammenhängen, stoßen wir ganz besonders auf die Schwierigkeit der Trennung zwischen vulkanischen und tektonischen Erdbeben; denn in den Senkungsfeldern treten auf den Dislokationsbrüchen und mit den Erderschütterungen die meisten vulkanischen Ausbrüche hervor.

Die Erfahrung hat gezeigt, daß es Gegenden gibt, in denen Erd-

beben gleichsam gewohnheitsmäßig ihren Ursprung nehmen; diese werden als „habituelle[1]) Stoßgebiete" bezeichnet. In diesen lassen sich wiederum sogenannte „habituelle Stoß- oder Schütterlinien" ermitteln, d. h. die Verbindungslinien solcher Orte, auf welchen sich während eines längeren Zeitraumes die seismischen Kräfte besonders

Fig. 16.



Die Erdbebenzonen, Stoßlinien und Vulkane des südlichen Italien. Nach E. Sueß.

verdichten; sie erscheinen in oftmaliger Wiederholung als Erdbebenachsen. Die Hauptstoßlinien werden meist noch von einer Anzahl kleinerer, untergeordneter Nebenstoßlinien mehr oder minder rechtwinklig durchquert. Man wird wohl im allgemeinen nicht fehlgehen, wenn man annimmt, daß die habituellen Stoßlinien Bruchspalten der Erdkruste entsprechen, längs denen ausgedehnte Schollenzerstückelungen und Schollenverschiebungen stattfanden oder auch sogar gegenwärtig noch stattfinden.

Namentlich in Italien und Österreich sind eine Reihe solcher habitueller Stoßlinien bekannt, infolge der grundlegenden Untersuchungen von E. Sueß[2]), H. Hoefer[3]), J. Knett[4]), R. Hoernes[5]) u. a. m.

---

[1]) Diese dürfen nicht etwa mit den einfachen „Schüttergebieten" verwechselt werden, jenen mehr oder minder ausgedehnten Flächen, über welche sich die Erschütterung je nach ihrer Stärke verbreitet.

[2]) E. Sueß: „Die Erdbeben des südlichen Italien". Im 34. Bande der Denkschriften der Kaiserl. Akademie der Wissenschaften; Wien 1874. — „Die Erdbeben Niederösterreichs", ebenda, 33. Bd., 1873. — „Das Antlitz der Erde"; Prag und Leipzig 1885.

[3]) H. Hoefer: „Die Erdbeben Kärntens und deren Stoßlinien". Im 42. Bande der Denkschriften der Kaiserl. Akademie der Wissenschaften; Wien 1880.

Beispielsweise stellte E. Sueß unter anderem eine Stoßlinie, Fig. 16 (a. v. S.), fest, welche sich, den Ätna einbegreifend, in nahezu kreisförmigem, gegen das Tyrrhenische Meer konkavem Bogen durch das nördliche Sizilien nach Kalabrien hinzieht. Auch in der Umgebung von Wien, in Niederösterreich, sind mehrere Schütterlinien bekannt, vgl. Fig. 17. Von diesen geht eine von Wien bis etwa Wiener Neustadt; weil diese an der Alpengrenze gelegene Bruchlinie durch mehrere heiße Quellen, so bei Meidling, Baden, Vöslau usw. gekennzeichnet ist, bezeichnet man sie als die „Thermenlinie" AB. Ihre Fortsetzung findet sie in der dem Mürztale entlang laufenden „Mürzlinie" EF. Quer zu diesen längs dem Streichen des Alpenmassivs hinziehenden Longitudinalbrüchen liegt die zum Teil dem Kampflusse folgende „Kamplinie" CD. Am Schnittpunkte der Thermen- und der Kamplinie sind die bedeutendsten heißen Quellen des Gebietes gelegen, und ebendort kommen die häufigsten Erdbeben vor.

Aber auch Deutschland hat seine bekannten habituellen Stoßlinien, mit deren Verlauf uns A. v. Lasaulx[1]) vertraut macht. Von solchen ist an erster Stelle die „Rheintallinie" zu nennen, deren beide Endpunkte durch die Städte Bingen und Cleve bezeichnet werden; eine große Anzahl von Erdbeben größerer und kleinerer Ausdehnung im verflossenen Jahrhundert hatten ihre Epizentren ziemlich genau oder doch sehr nahe dieser Linie. In gleicher Weise wurde für die beiden Erdbeben von Herzogenrath der Jahre 1873 und 1877 mit ihren zahlreichen Vor- und Nachbeben einwandfrei der Nachweis erbracht, daß ihre Epizentren genau über dem Durchstreichen einer durch den Bergbau in ihrem Verlaufe festgestellten großen Verwerfungskluft gelegen sind, dem sogenannten „Feldbiß", welcher die Steinkohlenformation des Wurmreviers bei Aachen quer zum Streichen durchsetzt. Die häufigen in diesem Gebiete auftretenden Erschütterungen schwanken so gut wie ausnahmslos mit ihren Oberflächenmittelpunkten in einer Zone, die man etwa von zwei Linien begrenzt denken kann, eine östliche Herzogenrath-Eschweiler und eine westliche Aachen-Kornelymünster.

---

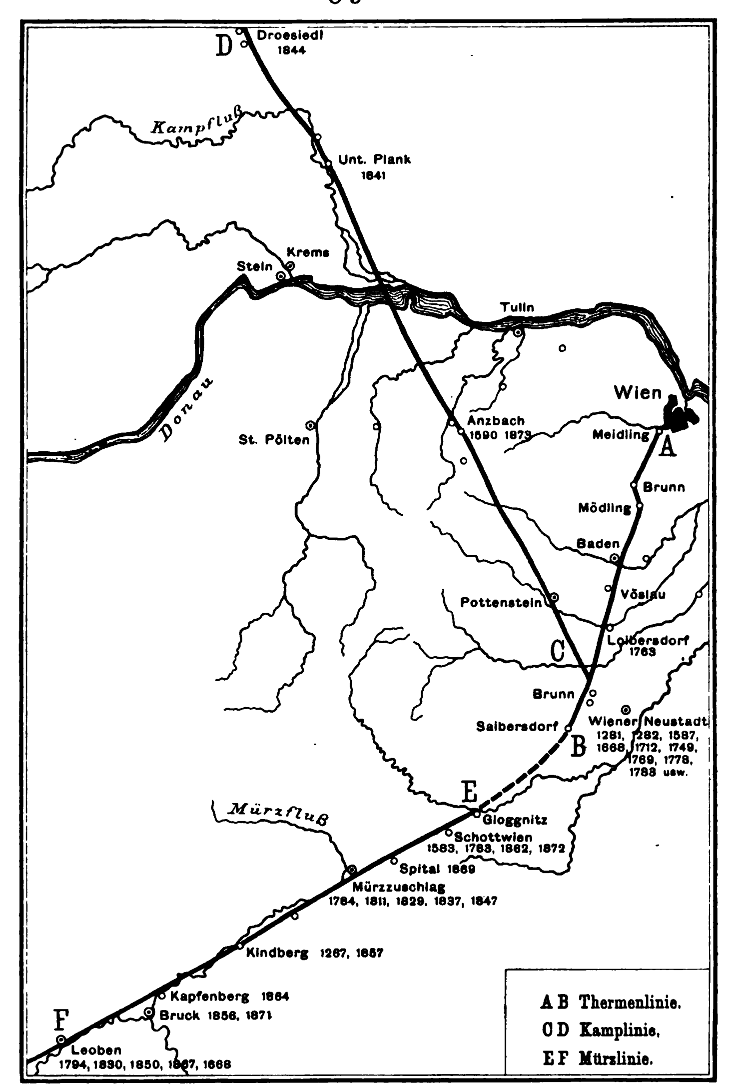
[4]) J. Knett: „Neue Erdbebenlinien Niederösterreichs". Verhandlungen der K. K. Geologischen Reichsanstalt, 1901.

[5]) Eine Darstellung der „Erdbeben und Stoßlinien Steiermarks" durch R. Hoernes ist in der Arbeit. Davon liegen zurzeit im Drucke vor: I. Erdbebenchronik, II. Quellen und Quellenkritik; Nr. VII der neuen Folge der Mitteilungen der Erdbebenkommission der Kaiserl. Akademie der Wissenschaften; Wien 1902.

[1]) A. v. Lasaulx: „Die Erdbeben", S. 335 bis 336 des I. Bandes von A. Kenngotts „Handwörterbuch der Mineralogie, Geologie und Paläontologie"; Breslau 1882. — „Das Erdbeben von Herzogenrath am 22. Oktober 1873. Ein Beitrag zur exakten Geologie". Bonn 1873. — „Das Erdbeben von Herzogenrath am 24. Juni 1877. Eine seismologische Studie". Bonn 1878. — Vgl. auch A. Sieberg: „Einiges über Erdbeben in Aachen und Umgebung." Heft 7 bis 10 des II. Jahrganges der Monatsschrift „Die Erdbebenwarte"; Laibach 1903.

Hervorragende Erdbebenforscher, wie Dolomieu, Perrey, Sueß und Hoernes, haben, gestützt auf zahlreiche und verschiedenenorts an-

Fig. 17.



Die Stoßlinien Niederösterreichs. Nach E. Sueß.

gestellte Beobachtungen, so namentlich bei den kalabrischen und oberitalienischen Erdbeben am Rande der Südalpen, die Behauptung aufgestellt, in manchen seismisch sehr unruhigen Gegenden zeige der Oberflächenmittelpunkt, das Epizentrum, die Tendenz, im Laufe der Zeit

nach einer ganz bestimmten Richtung hin fortzuschreiten. Diese interessante Erscheinung des „Wanderns der Stoßpunkte“ hat man dahin erklärt, daß es sich hierbei gerade so verhalte wie bei einem Felssprung, der sich gegen sein Ende zu immer fortsetzt. Zwar stellt F. de Montessus de Ballore[1]) das tatsächliche Vorkommen dieses Wanderns in Zweifel, weil er unter anderem auch auf Grund von Berechnungen der Zentrenlage der zahlreichen Nachbeben, welche im Gefolge des großen indischen Erdbebens vom 12. Juni 1897 auftraten, keine Gesetzmäßigkeit in der monatlichen Verschiebung der Zentren auffinden konnte. Jedoch erhellt ohne weiteres, daß ein so vereinzelter Fall nicht imstande ist, eine sonst durch Tatsachen belegte Theorie ins Wanken zu bringen.

III. Der Erdbebenherd.

Die unterirdische Erregungsstelle, von der die an der Erdoberfläche als Erdbeben verspürte Bodenbewegung ihren Ausgang nimmt, bezeichnet man als den „Erdbebenherd“ oder auch als das „Hypozentrum“.

1. Tiefe des Herdes. Was zunächst die Frage nach der Größe des senkrechten Abstandes des Bebenherdes von der Erdoberfläche anbetrifft, welchen man als die „Herd- oder Zentraltiefe“ bezeichnet, so muß betont werden, daß dieselbe bislang als eine noch ungelöste zu betrachten ist. Wohl begegnet man in der Erdbebenliteratur einer Reihe von zahlenmäßigen Angaben über die Herdtiefe einzelner Beben, aber sie besitzen, wie heutzutage feststeht, nur den Wert einer bloßen Schätzung. Der Grund hierfür ist der, daß einesteils die zur Berechnung dieser wichtigen Größe aufgestellten älteren Methoden auf falschen Voraussetzungen beruhen, anderenteils sich außerdem noch der praktischen Durchführung ganz außerordentliche Schwierigkeiten in den Weg stellen. Selbst nachdem die natürliche und hauptsächlichste Fehlerquelle durch die Untersuchungen von A. Schmidt[2]) erkannt worden ist, ließen sich die Schwierigkeiten nicht beheben, so daß man auch gegenwärtig nur die beiden Grenzwerte anzugeben vermag, zwischen denen sich irgendwo der Bebenherd befinden muß. Mit der rechnerischen Durchführung dieser Methoden werden wir uns noch eingehender im vierten Abschnitte beschäftigen; jedoch seien an dieser Stelle einige Worte zur allgemeinen Charakteristik gesagt und daran anknüpfend die Ergebnisse kurz erörtert.

---

[1]) F. de Montessus de Ballore: „Über das vermeintlich regelmäßige Fortschreiten des Epizentrums bei Erdbeben mit zahlreichen Nachbeben.“ Im Jahrgang II, S. 15 bis 17 der Monatsschrift „Die Erdbebenwarte“; Laibach 1902.

[2]) A. Schmidt: „Wellenbewegung und Erdbeben. Ein Beitrag zur Dynamik der Erdbeben.“ Im Jahresheft 1888 des Vereins für vaterländische Naturkunde in Württemberg.

a) Kritik der Berechnungsmethoden. Als erster hat R. Mallet[1]) im Jahre 1862 die Herdtiefe zu bestimmen versucht, indem er aus Rissen und Spalten an Gebäuden, die durch das neapolitanische Erdbeben vom 16. Dezember 1857 hervorgerufen wurden, auf die Richtung des Stoßes schloß. Dabei ging er von der Voraussetzung aus, daß das betreffende Erdbeben ein zentrales gewesen sei, d. h. daß die Erschütterung sich vom Erregungsorte aus gleichzeitig nach allen Rich-

Fig. 18.

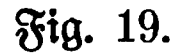


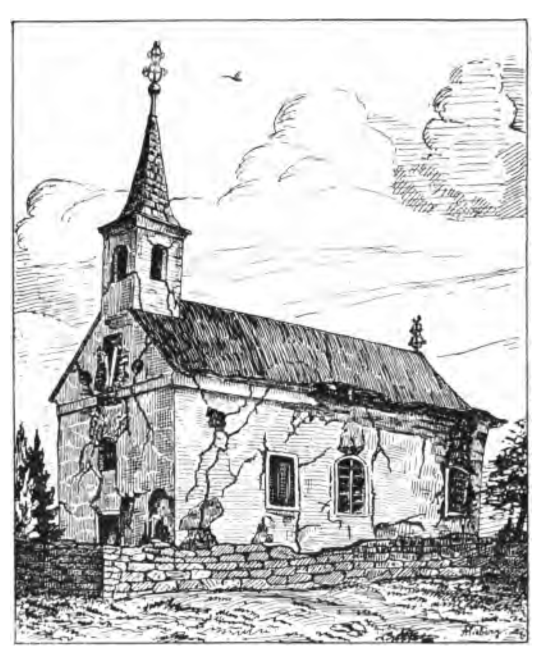
Hütte in Vojnić, beschädigt durch das Sinjaner Erdbeben vom 2. Juli 1898. Nach A. Faidiga.

tungen hin fortpflanzte; ferner nahm er an, daß die Mauerrisse unter der Einwirkung direkter Stöße senkrecht auf die Richtung derselben entständen. Gesetzt nun den Fall, all dieses träfe tatsächlich zu, so wäre der gemeinsame Schnittpunkt der an verschiedenen Orten gefundenen Stoßstrahlen (siehe Fig. 22) der gesuchte Erdbebenherd, dessen senkrechter Abstand von der Erdoberfläche, dem Epizentrum, sich dann leicht berechnen ließe und damit die Herdtiefe ergäbe. Als solche ermittelte Mallet für das untersuchte Erdbeben die mittlere Tiefe des Herdes zu 10 649 m. In Wirklichkeit sind aber, wie späterhin gezeigt wird,

[1]) R. Mallet: „The great Neapolitan Earthquake". London 1862.

die zugrunde gelegten Annahmen den wirklichen Tatsachen nicht entsprechend. Außerdem lehrt, wenn auch in Fig. 18 [1]) (a. v. S.) die Verhältnisse einfacher liegen, doch schon ein bloßer Blick auf die der Untersuchung F. Wähners [2]) über das Agramer Erdbeben des Jahres 1880 entlehnte Fig. 19, wie schwierig und leicht zu Willkürlichkeiten verleitend


Fig. 19.



Die Beschädigungen der Kapelle in Kasina durch das Agramer Erdbeben vom 9. November 1880. Nach F. Wähner.

die Beurteilung solcher Beschädigungen von Bauwerken unter Umständen, ja sogar meistens sein kann, so daß schon der letzte Punkt für sich allein höchst schwerwiegende Bedenken gegen die ganze Methode rechtfertigen würde.

Im Jahre 1873 hat dann K. v. Seebach [3]) aus der Zeit des Eintritts der Erschütterung an verschiedenen Orten, und noch später

---

[1]) Aus A. Faidiga: „Das Erdbeben von Sinj am 2. Juli 1898". Nr. XVII der neuen Folge der Mitteilungen der Erdbebenkommission der Kaiserl. Akademie der Wissenschaften; Wien 1903.

[2]) F. Wähner: „Das Erdbeben von Agram am 9. November 1880". Im 88. Bande der Sitzungsberichte der Kaiserl. Akademie der Wissenschaften; Wien 1883.

[3]) K. v. Seebach: „Das mitteldeutsche Erdbeben vom 6. März 1872". Leipzig 1873.

Dutton[1]) aus der Intensität der Erdbeben die Tiefe ihres Herdes abgeleitet. Der leitende Grundgedanke bei diesen beiden Methoden ist der, daß die Erschütterung in denjenigen Teilen der Erdoberfläche, die unmittelbar über dem Erregungsorte, also im Epizentrum liegen, zuerst und auch am heftigsten verspürt werden müsse, in größeren Entfernungen davon immer später und im allgemeinen immer leichter. Auch hierbei ist die Hauptbedingung, daß das zu untersuchende Erdbeben ein zentrales sei, und ferner, daß die Fortpflanzungsgeschwindigkeit für alle Teile des erschütterten Gebietes die gleiche bleibe. Wenn nun auch die Beobachtungselemente nicht so sehr der persönlichen Beeinflussung unterliegen wie bei der Malletschen Methode, so macht doch das Nichtzutreffen der Annahme der gleichbleibenden Fortpflanzungsgeschwindigkeit auch diese Berechnungsweisen höchst ungenau.

Wie bereits mitgeteilt, läßt selbst die Methode von A. Schmidt nur eine relative Bestimmung der Herdtiefe zu. Völlig einwandfrei dürfte die Lösung dieser schwierigen, aber bedeutungsvollen Frage überhaupt nur auf dem Wege instrumenteller Forschung gefunden werden. Ein Erfolg verheißender Anfang ist in dieser Hinsicht anscheinend schon gemacht worden. Wie späterhin noch eingehender ausgeführt wird, ist in Japan seit einigen Jahren die sogenannte „seismische Triangulation“ in Tätigkeit, welche die instrumentelle Bestimmung der Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Erdbebenwellen bei Nahbeben bezweckt. Auf Grund der hiermit erzielten exakten Geschwindigkeitsmessungen hat man dann die Herdtiefe von zwei Erdbeben berechnet, welche am 30. November 1894 und am 25. Juli 1898 nahe bei Tokyo ihren Ausgang nahmen; es ergaben sich hierbei angenäherte Werte von 60 bzw. 40 km. Näheres über die Einzelheiten dieser Methode, welches erst eine Kritik derselben gestatten würde, ließ sich bis jetzt noch nicht in Erfahrung bringen, da der diesbezügliche von Omori und Imamura verfaßte Bericht in japanischer Sprache abgefaßt und eine Übersetzung in eine europäische Sprache noch nicht erfolgt ist.

b) Ergebnisse. Unter den obwaltenden Umständen ist es natürlich eine mißliche Sache, auf die Ergebnisse näher einzugehen, weil sie den tatsächlichen Verhältnissen ja doch nicht entsprechen und uns damit auf hypothetischen Boden führen. Gleichwohl darf füglich nicht gänzlich darauf verzichtet werden, und deshalb sei hier zunächst eine Zusammenstellung von Herdtiefen einiger Erdbeben, berechnet nach den älteren Methoden, wiedergegeben, wie sie A. v. Lasaulx[2]) veröffentlichte:

---

[1]) Dutton: „On the Depth of Earthquake Foci“. Im VI. Bande der Transactions of the Academy of New York.

[2]) A. v. Lasaulx: „Die Erdbeben“. In Kenngotts „Handwörterbuch der Mineralogie, Geologie und Paläontologie“, I. Band, S. 341; Breslau 1882.

Tabelle XVI. Ältere Berechnungen von Herdtiefen und Fortpflanzungsgeschwindigkeiten.

	Tiefe in Metern			Fortpflanzungsgeschwindigkeit	
	Minimum	Mittel	Maximum	pro Minute geogr. Meilen	pro Sekunde Meter
Rheinisches Erdbeben vom 29. Juli 1846 (J. Schmidt)	—	38806	—	4,59	567,6
Neapolitanisches Erdbeben vom 15. Dezember 1857 (R. Mallet)	5102	9275	15037	2,1	259,7
Erdbeben zu Sillein vom 15. Januar 1858 (J. Schmidt)	—	26266	—	1,66	206,0
Mitteldeutsches Erdbeben v. 6. März 1872 (K. v. Seebach)	14394	17956	21592	6,0	742,0
Erdbeben zu Herzogenrath vom 22. Oktober 1873 (A. v. Lasaulx)	5045	11130	17214	2,67	360,2
Erdbeben zu Herzogenrath vom 24. Juni 1877 (A. v. Lasaulx)	—	27113	—	3,85	474,83
Westdeutsches Erdbeben v. 26. Aug. 1878 (v. Lasaulx und Schumacher)	—	8880	—	2,45	302,16

Schon aus diesen wenigen Zahlen ergibt sich, selbst wenn man sie (wie ja unerläßlich) nur als relative Werte annimmt, die wichtige Tatsache, daß der Ursprungsort der Erdbeben bald in großer, bald in geringer Tiefe liegt und, was das Beachtenswerteste dabei ist, daß dies keineswegs von der Bebenstärke abhängt. Neuere Berechnungen, namentlich durch A. Schmidt[1]) und F. Omorie[2]), lassen sogar einen noch krasseren Gegensatz der Herdtiefen erkennen, wie nachstehende Angaben dartun:

(Siehe Tabelle XVII.)

Neuerdings ist nun auch, wie bereits am Ende des vorigen Kapitels angedeutet wurde, die Ansicht geltend gemacht worden, daß bezüglich der senkrechten Tiefenerstreckung der Erdbeben, wenigstens in manchen Fällen, zu geringe Werte angenommen würden. G. Gerland[3]) äußert

[1]) Vgl. u. a. A. Schmidt: „Untersuchungen über zwei neuere Erdbeben, das schweizerische vom 7. Januar 1889 und das nordamerikanische vom 31. August 1886". Im Jahresheft 1890 des Vereins für vaterländische Naturkunde in Württemberg.

[2]) Zitiert bei J. Milne: „Seismology", S. 197; London 1898.

[3]) G. Gerland: „Die Kaiserliche Hauptstation für Erdbebenforschung und die moderne Seismologie." Im IV. Bande, S. 431, von „Gerlands Beiträgen zur Geophysik".

Tabelle XVII. Neuere Berechnungen von Herdtiefen.

	Minimalwert Meter	Mittelwert Meter	Maximalwert Meter
Erdbeben in der Rauhen Alb vom Jahre 1890	—	100	—
Erdbeben zu Ischia am 4. März 1881	—	500	—
Erdbeben zu Ischia am 28. Juli 1883	—	800	—
Erdbeben zu Herzogenrath vom 22. Oktober 1873	> 0	1 500	< 3000
Schweizerisches Erdbeben vom 7. Januar 1889	> 1000	1 350	< 1700
Laibacher Erdbeben vom 14. April 1895	—	6 000	—
Erdbeben zu Kumamoto (Japan) vom 28. Juli 1889	5800	10 700	15 600
Japanisches Mino-Owari-Beben vom 28. Oktober 1891,	7000	10 300	15 600
Bengalisches Erdbeben im Jahre 1880	—	72 000	—
Nordamerikanisches Erdbeben vom 31. Aug. 1886	> 107 500	—	—

sich hierzu folgendermaßen: „Bisher verlegte man ihre (der Erdbeben) Ursprungsstellen in die Erdrinde, vielfach gewiß mit Recht; neuere Berechnungen und Erwägungen aber lassen sie auch aus größeren Tiefen, aus dem gasigen Erdinnern zu uns kommen, und ohne Zweifel, wie sie die Erde allseits makroseismisch und auch mikroseismisch erschüttern, so durchschreiten die von ihnen ausgehenden Elastizitätswellen den gesamten Erdball.“ Nicht so große, wenn auch manchmal noch recht beträchtliche Tiefen würde die Theorie A. Stübels liefern.

Wenn ferner A. v. Lasaulx glaubt, allgemein die Beziehungen aufstellen zu können:

1. Erdbeben von sehr heftiger Wirkung an der Oberfläche, aber von nur sehr kleinem Verbreitungsgebiete, können nur eine geringe Tiefe des erregenden Herdes besitzen;
2. Erdbeben von schwachen Wirkungen an der Oberfläche, aber von großem Verbreitungsgebiete, sind in bedeutender Tiefe erregt;

so findet diese Annahme in gewisser Hinsicht eine Stütze durch die weiterhin erörterten A. Schmidtschen Untersuchungen.

2. Form des Herdes. Unzulässig ist es, den erregenden Ort als einen Punkt anzunehmen, wie es früher häufig geschah. Vielmehr hat man gefunden, daß der Herd der Beben eine meist eng begrenzte, manchmal aber auch umfangreichere Stelle unter der Erdoberfläche bildet, die in einigen Fällen linienhaft, in anderen sogar wesentlich flächenhaft beschaffen sein muß. Bei den durch Schollenrutschungen

hervorgerufenen Dislokationsbeben bildet eine gegen die Horizontalebene geneigte Fläche den eigentlichen Bebenherd. So ist beispielsweise [1]) die große Spalte von Midori im Neotale (Japan) der Ausgangsort des Mino-Owari-Bebens, aber kein Punkt, sondern eine über 100 km lange Linie, oder, noch genauer gesagt, eine 10000 qkm betragende Dislokationsfläche.

Übrigens ist die ziemlich verbreitete Annahme, man könne allgemein aus der Form des am stärksten erschütterten oberflächlichen Gebietes direkt auf diejenige des Erdbebenherdes schließen, eine irrige, wenn man auch zu sagen berechtigt ist, daß eine elliptische Erschütterungsfläche wahrscheinlich einen gestreckteren Herd besitze als eine kreisförmige.

3. Lage der wichtigsten Herde von tektonischen Beben. Bereits an früherer Stelle wurde darauf hingewiesen, daß diejenigen Erdbeben, welche auf weite Entfernungen von ihrem Ausgangsort, etwa mehr als eine Halbkugel, noch instrumentell zur Aufzeichnung gelangen (englisch „World-shaking Earthquakes" genannt), ausschließlich tektonischen Ursprunges sind; die vulkanischen und Einsturzbeben besitzen hingegen, selbst bei großer örtlicher Stärke, nur ein mäßig umfangreiches Schüttergebiet, also einen ganz lokalen Charakter. J. Milne [2]) hat neuerdings die Epizentra der in den Jahren 1899 bis 1901 stattgefundenen „Welterdbeben" instrumentell bestimmt und die zusammengehörigen zu zwölf Gruppen vereinigt, von denen fünf völlig auf dem Ozean, sechs teils auf dem Lande, teils auf dem Meere und nur eine einzige ausschließlich auf dem Festlande gelegen sind. Dabei ergab sich trotz mancher Einwände, welche sich immerhin gegen die Methode J. Milnes erheben lassen, daß die Herde dieser Beben mit ausgesprochenen Unregelmäßigkeiten bzw. Unebenheiten der Landoberfläche und des Meeresgrundes in engster Beziehung standen.

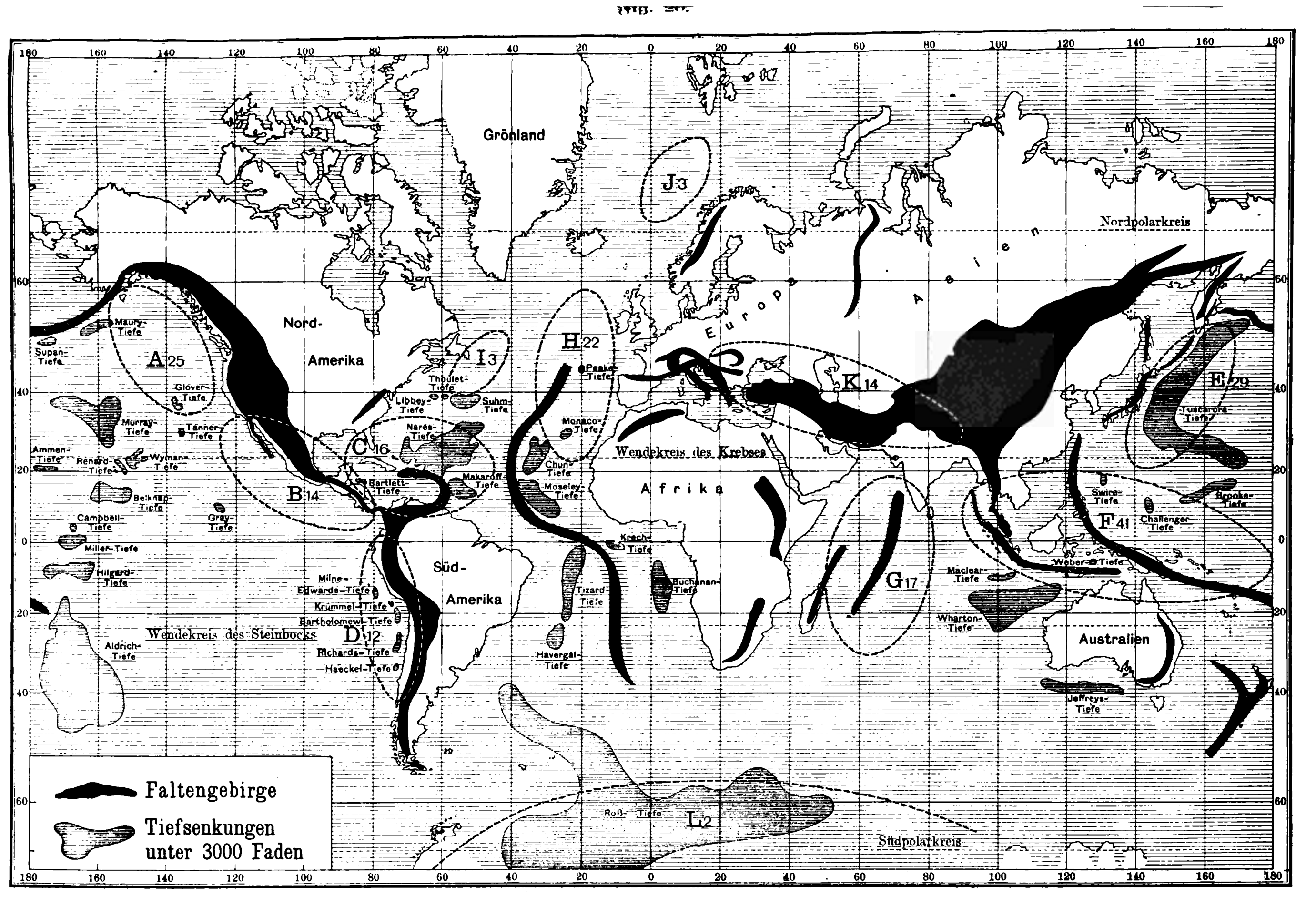
Die Übersichtskarte Fig. 20 enthält einmal in großen Zügen die senkrechten Bodengliederungen, sowohl die Hauptfaltengebirge (Höhenrücken auf dem Lande und unterseeische), als auch die Tiefsenkungen des Meeres von mehr als 3000 Faden oder rund 5500 m Tiefe. Anderseits sind darin eingetragen die Lage der verschiedenen Herdgruppen; jede Gruppe ist von einer gebrochenen Linie umschlossen und alphabetisch bezeichnet; die beigefügten Zahlen bedeuten die Anzahl heftiger Erdbeben, welche in dem Zeitraum 1899 bis 1901 dort ihren Ausgang nahmen. Hier seien einige kurze Erläuterungen zu dem Kartenbilde gegeben.

---

[1]) N. Yamasaki: „Erdbebenforschung in Japan". In der Monatsschrift „Die Erdbebenwarte", Jahrg. I, S. 63.

[2]) J. Milne: „Seismological Observations and Earth Physiks". Im Januarheft 1903 des Geographical Journal. Vgl. auch die erläuternden Bemerkungen hierzu in der Schrift von F. de Montessus de Ballore: „Sur les régions océaniques instables et les côtes à vagues sismiques". In den Archives des sciences physiques et naturelles, 17. Jahrgang; Genf 1903.

Abb. 27.



Übersichtskarte der wichtigsten Bebenherde, nach J. Milne.

A. Alaskagebiet (25 Erdbeben). Das durchschnittliche Gefälle des Bodens vom Lande zur See überschreitet 20 m pro km.

B. Kordillerengebiet (14 Erdbeben). Während die Höhenzüge im Mittel etwa 2000 m hoch sind, überschreitet die Seetiefe schon in Entfernungen von 65 bis 160 m von der Küste 3600 m; hier schwankt das Bodengefälle zwischen 40 bis 102 m pro km.

C. Antillengebiet (16 Erdbeben). In diesem Gebiete sind zwei Falten zu beachten: 1. Der Höhenrücken mit den Inseln Kuba, Haiti und Puerto Rico, welcher in ostwestlicher Richtung verläuft: sein Gefälle beträgt 85 bzw. 180 m pro km. 2. Der nordsüdlich gerichtete Rücken,

Fig. 21.

Profilschnitt durch das Gebiet der Kleinen Antillen. Nach K. Sapper[1]).

Fig. 21, mit den Inseln Grenada, St. Vincent, Martinique und Dominica. Während die Ostabdachung verhältnismäßig sanft verläuft, hat die westliche ein Gefälle von 200 m pro km; zudem liegt dicht unter den Antillen die größte absolute Tiefe des Atlantischen Ozeans mit 8340 m.

D. Andengebiet (12 Erdbeben). An manchen Punkten der südamerikanischen Westküste erreicht das Gefälle zur See hin 52 bis 100 m pro km; auf dem Lande beträgt die Abdachung 25 bis 40 m pro km.

E. Japanisches Gebiet (29 Erdbeben). Im Osten von Nordjapan und den Kurileninseln, in der Tuscaroratiefe, werden 290 km von der Küste entfernt Tiefen von 1300 bis 1550 m gefunden, was einem Gefälle von 27 bis 30 m pro km entspricht. Es ist eine durch Beobachtungen erwiesene Tatsache, daß viele der bedeutendsten japanischen Erdbeben an diesem Abhange ihren Ursprung nehmen.

F. Javanisches Gebiet (41 Erdbeben). In diesem Gebiete sind die Unebenheiten des Meeresgrundes ebenso unregelmäßig verteilt wie die Inseln, zwischen denen sie sich finden. Südwestlich von Sumatra und südlich von Java finden sich Meerestiefen von 700 bis 1000 m;

[1]) K. Sapper: „Die Erforschung der Erdrinde". Im I. Bande, S. 140 des Sammelwerkes „Weltall und Menschheit".

nach der anderen Seite hin fallen die Küsten sehr flach, auf kaum 55 m, ab. Östlich von Java und Ceram sind Lotungen von 1800 bis 3600 m häufig; 80 km südlich von Ceram besteht sogar eine Senkung von 7200 m, der Ausgangsort des großen Cerambebens vom 30. September 1899.

G. Mauritiusgebiet (17 Erdbeben). Für diese Bebengruppe sind die Herde nicht genau bestimmt; wahrscheinlich liegen sie in den Meeressenkungen zwischen den Höhenrücken der Laccadiven und Maladiven einerseits, sowie den Seychellen und Mascaren anderseits.

H. Nordostatlantisches Gebiet (22 Erdbeben).

I. Nordwestatlantisches Gebiet (3 Erdbeben).

J. Nordatlantisches Gebiet (3 Erdbeben).

L. Antarktisches Gebiet (2 Erdbeben).

Die Erdbeben dieser vier Gebiete sind wenig zahlreich, verhältnismäßig unbedeutend und bezüglich ihres Ausgangsortes unsicher; selbst in der Nähe der Azoren ist es schwierig, ein Gefälle von mehr als 7 m pro km zu finden.

K. Alpen-Balkan-Kaukasus-Himalaja-Gebiet (14 Erdbeben). Dieses ganze Gebiet, das einzige, dessen Beben auf dem Lande ihren Ursprung nehmen, zerfällt in vier oder mehr Unterabteilungen, entsprechend dem Streichen der Höhenzüge. Die ausgesprochensten Faltungen liegen im Osten, wo das Gefälle häufig 25 m pro km beträgt; von hier gingen denn auch die bedeutendsten Erdbeben aus.

Es ist einleuchtend, daß bei so beträchtlichen, ja steilen Gefällen der oberhalb und unterhalb des Meeresspiegels gelegenen Erdoberfläche leicht Dislokationen (Abrutschungen) und damit Erdbeben auftreten können. Naturgemäß sind mit den bedeutenderen Vorgängen dieser Art auch große Massenverschiebungen verbunden, deren Größenverhältnisse sich aber, weil meist durch die gewaltigen ozeanischen Wassermassen dem Blicke entzogen, nicht feststellen lassen. Jedoch scheinen die Berichte von Kabelingenieuren darzutun, daß im Gefolge von Erdbeben tiefeinschneidende Veränderungen[1]) des Meeresgrundes auf Längen von zehn Meilen und mehr, durch welche unterseeische Kabel brachen[2]), tatsächlich beobachtet worden sind.

---

[1]) Beispiele hierfür finden sich unter dem Titel: „Suboceanic Changes“ im August- und Septemberheft 1897 des Geographical Journal; eine Reihe weiterer veröffentlichte W. G. Forster in den Transactions of the Seismological Society (zitiert bei J. Milne, a. a. O.).

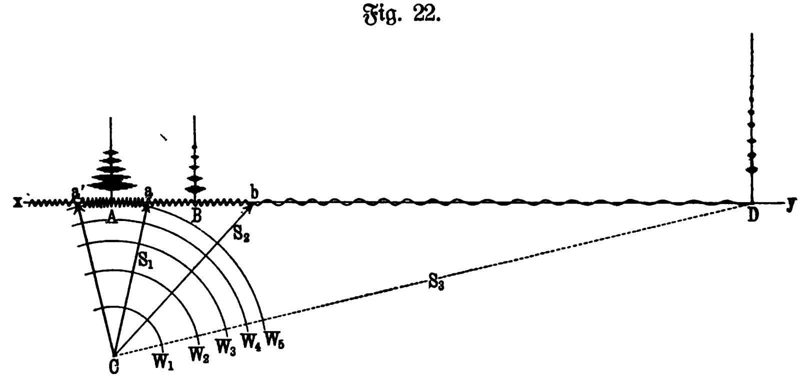
[2]) Bei der Beurteilung der Ursachen solcher unterseeischer Kabelbrüche ist jedoch Vorsicht am Platze. So führte Lacroix die Zerreißung des Telegraphenkabels bei Martinique gelegentlich des Mont Pelé-Ausbruches von Anfang Mai 1902 auf die Entstehung einer breiten Spalte im Meeresgrunde zurück, während A. Stübel („Martinique und St. Vincent“, S. 9; Leipzig 1903) es höchst wahrscheinlich macht, daß die Zerstörung durch einen submarinen Lavaerguß bedingt wurde.

IV. Fortpflanzung der Bodenbewegung.

1. **Allgemeines.** Die am Erdbebenherde ausgelöste mechanische Energie verläßt infolge der Auslösung ihren Sitz und verbreitet sich in allseitig wachsenden Kugelwellen mit meßbarer Geschwindigkeit fort, bis sie, sei es im Innern oder an der Oberfläche der Erde, in eine andere Energieform umgewandelt wird, nämlich durch Reibung und Stoß in Wärme. Jeder Punkt des Erdinnern dient, solange er bewegt wird, als Durchgangspunkt der wandernden Energie und leitet dieselbe in derjenigen Richtung fort, in welcher die Welle vorwärts schreitet; somit wird er zu einem selbständigen Zentrum, von welchem aus sich sein Energieanteil allseitig ausbreitet, und die Gesamtwelle entsteht aus dem Zusammenwirken der unendlich vielen Elementarwellen (Huygensches Prinzip).

Betrachten wir einmal Fig. 22. Der Punkt[1]) A, an welchem die vom Bebenherde C ausgesandten kugelförmigen Erdwellen W_1, W_2,

Fig. 22.



Schematische Darstellung der verschiedenen durch ein Erdbeben hervorgerufenen Bewegungsarten. Nach A. Belar.

W_3 ... zuerst die Erdoberfläche xy erreichen, der also senkrecht über dem Erdbebenherde liegt, wird „Oberflächenmittelpunkt oder Epizentrum" genannt. Hier verspürt man wohl meist eine stoßförmige (sukkussorische) Bewegung; jedoch sei gleich hier betont, daß im epizentralen Gebiete aa' bei weitem nicht immer die Heftigkeit am größten zu sein braucht. Ebenso wie der Bebenherd der Ausgangsort longitu-

[1]) Der Einfachheit und Übersichtlichkeit halber ist hier der Erdbebenherd punktförmig angenommen, sowie der Verlauf der Erdbebenwellen linear nur nach einer Richtung verfolgt worden; in Wirklichkeit vollziehen sich die Bewegungen nach allen Seiten hin, so daß man die richtige körperliche Vorstellung dann bekommt, wenn man die Darstellung um AC als Achse um 360° dreht.

dinaler Kugelwellen ist, die sich nach allen Richtungen durch die Erde fortpflanzen (sogenannte „Erdwellen“), entsendet das oberflächliche Epizentrum wiederum seine eigenen, und zwar transversalen Wellen (sogenannte „Oberflächenwellen“), welche längs der oberflächlichen Teile der Erdrinde ihre Ringe ziehen unter steter Abnahme der Kräfte. Dabei halten Hügel die Erschütterungen kaum zurück, Bodenvertiefungen dagegen beträchtlich. Die auf den Wellenflächen (welche in der Abyssodynamik als „homoseistische Flächen“ bezeichnet werden) senkrecht stehenden Strahlen, etwa S_1, S_2, S_3, nennt man „Stoßstrahlen“; sie zeigen die Richtung an, in welcher sich die Energie in jedem Punkte fortpflanzt. Der kleinere oder größere Weg, um welchen eine homoseistische Fläche von Minute zu Minute weiterrückt, bedeutet eine kleinere oder größere Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Energie; ein Auseinandertreten der Strahlen kündigt ein Zerstreuen, ein Zusammentreten derselben eine Verdichtung der Energie, also eine Vermehrung derselben, an. Unter dem „Emergenzwinkel“ versteht man den Winkel, welchen der Stoßstrahl mit der Erdoberfläche bildet, hier also Cax, Cbx, CDx.

In denjenigen Fällen, wo das Epizentrum unmittelbar unter dem Beobachtungsorte oder in dessen nächster Nähe liegt, spricht man von einem Ortsbeben; hier befindet sich also das von den direkten Stößen getroffene primäre Schüttergebiet, in Fig. 22 durch die Zone aa' dargestellt. Beträgt die Entfernung des Beobachtungsortes vom Epizentrum einige hundert Kilometer, so hat man es mit einem Nahbeben zu tun; das entsprechende Stück der Erdoberfläche wird als das sekundäre Schüttergebiet, ab in Fig. 22, bezeichnet. Das sekundäre Schüttergebiet ist mehr oder minder ringförmig um das primäre gelagert, und in ihm kommen keine direkten Stöße vor, sondern nur die vom primären Gebiete ausgesandten Bewegungen gelangen hier zur Geltung, jedoch noch körperlich fühlbar. Außerhalb dieser Zone, von etwa 500 km an, lassen sich, oftmals bis auf mehrere tausend Kilometer Entfernung hin, die Bodenschwingungen wohl noch nachweisen, aber nicht mehr mit den menschlichen Sinnen, sondern ausschließlich mit Hilfe von empfindlichen Erdbebenmeßinstrumenten, den sogenannten Seismometern. Sie haben nunmehr ihren makroseismischen Charakter verloren und sind zu mikroseismischen Bewegungen geworden, welche man als Fernbeben bezeichnet.

Mit den Fernbeben werden wir uns noch in einem gesonderten Kapitel eingehend zu beschäftigen haben, bei welcher Gelegenheit auch die Natur der Erdbebenwellen zur Besprechung gelangt. Aber gleich an dieser Stelle sei schon kurz darauf aufmerksam gemacht, daß man aus den Aufzeichnungen der Seismometer an selten versagenden Merkmalen die Art der jeweils registrierten Bodenbewegung erkennt.

Was nun die Bewegungselemente bei den makroseismischen Wellen anbetrifft, so dauern ausgesprochene Stöße bis gegen eine Sekunde

bei schwachen, zwischen ein und zwei Sekunden bei starken, und zwei bis drei Sekunden bei sehr starken Erschütterungen. Die längeren Wellen, welche am Schlusse einer größeren Erschütterung auftreten, haben eine Dauer bis zu vier Sekunden; bei noch längerer Dauer wird die Bewegung körperlich nicht mehr wahrgenommen. Allgemein nimmt die Periode im Beginn eines Erdbebens mit der Stärke zu und wächst gegen das Ende hin noch weiter unter gleichzeitiger Abnahme der Stärke.

2. Stoßstrahl und Hodograph. Die früher, namentlich von Hopkins[1]) angenommene Geradlinigkeit (vgl. Fig. 22) der Stoßstrahlen ist deshalb unmöglich, weil sich mit der Tiefe unter der Erdoberfläche die Bedingungen ändern, von welchen die Geschwindigkeit der Fortpflanzung abhängt. Als solche kommen nämlich nicht allein die mineralische Beschaffenheit und die Dichte, sondern auch die Elastizität der durchlaufenen Gesteinsschichten bestimmend in Betracht; letztere muß aber mit der Tiefe unter der Erdoberfläche wachsen wegen des zunehmenden Druckes von oben. Da infolgedessen auch die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Bebenwellen nach der Tiefe zu wächst, nach oben hin schnell abnimmt, so müssen, wie A. Schmidt[2]) des näheren dartut, die Wellen W_1, W_2, W_3 ... exzentrische Flächen (Hopkins nahm konzentrische an) und die Stoßstrahlen S_1, S_2, S_3 ..., weil eine konstante Refraktion[3]) derselben stattfindet, krumme, nach unten konvexe Linien bilden; diese Verhältnisse sind in Fig. 23 schematisch zur Darstellung gebracht, wobei der Übersicht halber für die einander entsprechenden einzelnen Teile gleiche Bezeichnungen wie in Fig. 22 beibehalten wurden.

Hieraus leitet A. Schmidt folgerichtig ab, daß der Erdbebenhodograph HAH' nicht, wie Hopkins behauptete, eine Hyperbel, sondern eine vom hyperbolischen Typus weit abweichende

---

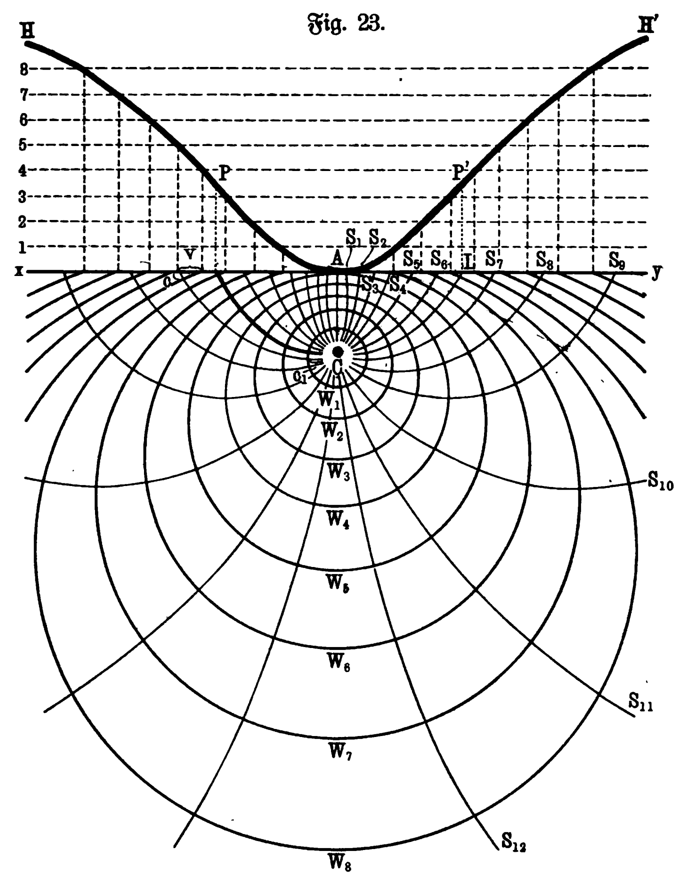
[1]) Hopkins: „Researches in Physical Geology.“ Im VIII. Bande des Philosophical Magazine.

[2]) A. Schmidt: „Wellenbewegung und Erdbeben. Ein Beitrag zur Dynamik der Erdbeben.“ Im Jahreshefte 1888 des Vereins für vaterländische Naturkunde in Württemberg, S. 249 bis 270. Die mathematische Bearbeitung der Schmidtschen Theorie enthält die Veröffentlichung M. P. Rudzki: „Über die scheinbare Geschwindigkeit der Verbreitung der Erdbeben. I. Studie aus der Theorie der Erdbeben.“ Im III. Bande, S. 495 bis 518 von Gerlands „Beiträgen zur Geophysik“; Leipzig 1898.

[3]) Die Erdbebenwellen unterliegen, ebenso wie die Lichtwellen, beim Durchgange durch eine Anzahl übereinandergeschichteter Medien von verschiedener Dichte dem allgemeinen Cartesius-Snelliusschen Brechungsgesetze. Wie A. Schmidt des näheren dartut, kann es sogar zur Doppelbrechung kommen, so daß sich in diesem Falle die Bodenschwingungen ebenso verhalten wie die Lichtschwingungen im doppeltbrechenden Kalkspat. Dann wird man die merkwürdige Erscheinung beobachten können, daß an einem Orte stets Schwingungen derselben Richtung auftreten, wo auch immer der Erdbebenherd liegen mag. Unter Umständen wird es sogar zur totalen Reflexion kommen.

krumme Linie mit zwei Wendepunkten (eine sogenannte „Konchoide oder Muschellinie") sei. Fig. 23 möge dies erläutern. Es sind dort in den Schnittpunkten der homoseistischen Kreise mit der Erdoberfläche Lote errichtet, auf diesen der Reihe nach als Maße der Zeit vom

Fig. 23.



Schematische Darstellung von Stoßstrahlen und Hodograph. Nach A. Schmidt.

Epizentrum aus Längen 0, 1, 2, 3 . . . abgetragen, und durch die so erhaltenen Schnittpunkte wurde eine stetige Kurve *HAH'* gezogen, der „Hodograph"[1]). Diese Kurve läßt aus ihrer in einzelnen Punkten größeren oder geringeren Steigung unmittelbar die Geschwindigkeit[2])

[1]) Nähere Angaben für die Konstruktion des Hodographen finden sich im vierten Abschnitte.

[2]) Überträgt man eine solche Kurve auf ein etwa in Quadratzentimeter geteiltes Netz, dessen horizontale Längen Kilometer, dessen vertikale Längen Minuten darstellen, so kann man für jeden Punkt unter Anlegung eines Lineals in der Tangentenrichtung sogleich ablesen, wieviel Kilometer pro Minute Fortpflanzungsgeschwindigkeit dem betreffenden Punkte entsprechen.

der Erdbebenwelle im darunter liegenden Punkte der Erdoberfläche erkennen; wo die Kurve horizontal verläuft, ist die Geschwindigkeit unendlich groß, wo konvex nach unten, nimmt sie nach außen ab, wo konkav, wächst sie nach der gleichen Richtung hin. In Fig. 23 ist, wie wir sehen, der Hodograph keine Hyperbel mehr; er ist im Epizentrum ebenfalls horizontal und nach unten konvex, der abnehmenden Geschwindigkeit entsprechend, nähert sich aber schnell der geradlinigen Richtung mit stärkster Steigung, um in einem Wendepunkte aus der konvexen in die konkave Biegung überzugehen, mit welcher er ins Unendliche verläuft, wobei er sich der horizontalen Richtung immer mehr nähert. Verfolgt man im unteren Teil der Figur denjenigen (dick ausgezeichneten) Stoßstrahl, der das Hypozentrum in horizontaler Richtung verläßt, bis zur Erdoberfläche, und errichtet man in diesem Punkte L im oberen Teile der Figur ein Lot, so führt dies genau auf den Wendepunkt P und P' des Hodographen; oder mit anderen Worten: Der vom Bebenherde in horizontaler Richtung ausgehende Stoßstrahl (die „Wellennormale") trifft die Erdoberfläche in der Abszisse des Wendepunktes des Hodographen. Diesen Satz bestätigt die Differentialrechnung, soweit die Herdtiefe ein kleiner Bruchteil des Erdradius ist.

Die konchoidische Auffassung des Hodographen führt A. **Schmidt** zu folgendem höchst wichtigen Schluß: „Das ganze Erschütterungsgebiet an der Erdoberfläche zerfällt in zwei Zonen, einen inneren Kreis AL, für welchen die scheinbare Oberflächengeschwindigkeit vom Epizentrum aus abnimmt, und einen äußeren Ring Ly, für welchen dieselbe nach außen hin ins Unbegrenzte wächst, zugleich freilich die Intensität ins Unmerkliche abnimmt. Der innere Kreis ist das Gebiet der direkten Stoßstrahlen, der äußere Hof ist das Gebiet der durch Refraktion aus der Tiefe zurückkehrenden Erdbebenenergie. Die kleinste scheinbare Oberflächengeschwindigkeit, welche an der Grenze zwischen beiden Zonen stattfindet, ist ein Maß für die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Erdbebenwellen in der dunkeln Tiefe des Epizentrums." Zu bemerken ist noch, daß sich die beiderseitigen Wendepunkte einander in dem Maße nähern, je dichter der Erdbebenherd an der Erdoberfläche gelegen ist; also: je geringer die Herdtiefe, desto mehr verschwindet der nach unten konvexe Teil des Hodographen, und um so kleiner wird die innere Zone des Erschütterungsgebietes.

Die Richtigkeit seiner Theorie beweist A. Schmidt[1]) auch praktisch zunächst aus den Untersuchungen v. Seebachs über das mitteldeutsche

[1]) Vgl. A. Schmidt a. a. O., S. 262 bis 266, sowie „Untersuchungen über zwei neuere Erdbeben, das schweizerische vom 7. Januar 1889 und das nordamerikanische vom 31. August 1886", im Jahreshefte 1890, S. 200 bis 232 desselben Vereins.

Erdbeben am 6. März 1872, sowie derjenigen v. Lasaulx' und Kortums über das Herzogenrather Beben vom 22. Oktober 1873, obgleich sie alle das Ergebnis in das Hopkinssche Gesetz zu zwängen suchten, und endlich aus den Zeitbeobachtungen des schweizerisch-schwäbischen Erdbebens vom 7. Januar 1889, dessen Bearbeiter Heß ihm von innen nach außen der Reihe nach Geschwindigkeiten von 93 m, 333 m, 1400 m und 1500 m berechnete. Auch F. E. Sueß[1]) war auf Grund des Laibacher Bebens vom Jahre 1895 in gleicher Hinsicht tätig. Anderseits haben ferner die weiteren Beobachtungen in großen Abständen vom Epizentrum eine stetige Zunahme der Geschwindigkeit ergeben, wohingegen das Hopkinssche Gesetz eine fortwährende Abnahme derselben verlangt. Den vollen Beweis aber für die A. Schmidtsche Theorie erbrachten unlängst W. Schlüter[2]) mittels genauer instrumenteller (Klinometer-) Messungen, sowie A. Faidiga[3]).

3. **Homoseistenkarten; Verbreitungsform.** Das Fortschreiten der Oberflächenwellen läßt sich auf geographischen Karten anschaulich zur Darstellung bringen, indem man darin alle Orte (Oberflächenpunkte), wo das Erdbeben zu gleicher Zeit, also in ein und demselben Augenblicke, verspürt wurde, durch eine Linie untereinander verbindet. Derartige Kurvenzüge, die Schnittkurven der homoseistischen Flächen mit der Erdoberfläche, werden verschiedentlich „Homoseiste", „Isochrone" oder auch „Koseiste" genannt; ihr Abstand gibt die scheinbare Geschwindigkeit v (vgl. S. 73) an. coseismals

In Fig. 24 (a. f. S.) sind u. a. die Homoseisten des Herzogenrather (Rheinpreußen) Erdbebens vom 22. Oktober 1873 nach den Angaben von A. v. Lasaulx[4]) eingetragen; sie beginnen mit 9 Uhr 41 Minuten 33 Sekunden vormittags (erste Homoseiste), und schreiten von der 42 sten Minute ab minutlich fort. Man sieht schon gleich hier, was weiterhin noch des Näheren beleuchtet werden wird, daß die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Erdbebenbewegung nicht allerorts die gleiche ist, sondern je nach Umständen sich örtlich beschleunigt oder verlangsamt.

Der Vergleich mehrerer solcher Karten lehrt, daß die Verbreitungsform der Erdbeben je nach den Umständen verschieden sein kann. Infolgedessen unterscheidet man:

---

[1]) F. E. Sueß: „Das Erdbeben von Laibach." Im XLVI. Bande des Jahrbuches der K. K. Geologischen Reichsanstalt; 1896.

[2]) W. Schlüter: „Schwingungsart und Weg der Erdbebenwellen. II. Teil. Translationsschwingungen." Im V. Bande von Gerlands „Beiträgen zur Geophysik", S. 449 bis 450; Leipzig 1903.

[3]) A. Faidiga: „Das Erdbeben von Sinj am 2. Juli 1898." Nr. XVII der neuen Folge der Mitteilungen der Erdbebenkommission der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften; Wien 1903.

[4]) A. v. Lasaulx: „Das Erdbeben von Herzogenrath am 22. Oktober 1873. Ein Beitrag zur exakten Geologie". Bonn 1874.

a) Eine **zentrale**, wenn sich die Erschütterung gleichzeitig nach allen Richtungen hin fortpflanzt; in diesem Falle haben wir nahezu kreisförmige Homoseisten mit dem Epizentrum als Mittelpunkt.

Fig. 24.

Karte des ersten Herzogenrather Erdbebens vom 22. Oktober 1873. Nach A. v. Lasaulx.

——— Homoseisten für je 1 Minute.
.... Pleistoseiste, Begrenzung des am stärksten erschütterten Gebietes.
–·–·–· I. Isoseiste, " " stark " "
– – – – II. " " " fühlbar " "
* Epizentrum.

b) Eine **axiale**, wenn die Bewegung von einer Mittellinie aus nach **beiden** Seiten hin erfolgt; dann wird man elliptische Homoseisten erhalten.

c) Eine **lineare**, wenn die Ellipse eine sehr langgestreckte Gestalt besitzt.

d) Eine **laterale**, wenn von einem langgestreckten Erregungsorte aus die Bewegung ganz oder doch größtenteils nach **einer** Seite hin vor sich geht.

Wie bereits gesagt wurde, ist das Epizentrum nicht immer flächen- oder gar punktförmig beschaffen, vielmehr gehen sehr viele Erdbeben von Linien aus, welche als „**Erdbeben-Herdlinien**" bezeichnet werden. E. **Harboe**[1]) sagt hierzu folgendes: „Es ist anzunehmen, daß Erdbeben unter gewissen Linien entstehen, welche sich auf der Erdoberfläche durch das Schüttergebiet hinziehen, den sogenannten „Herdlinien", indem das Entstehen übrigens mehr oder weniger gleichzeitig und mit größerer oder kleinerer Intensität und Dauer unter den verschiedenen Stellen dieser Linien eintreten kann . . . Das sprungweise

---

[1]) E. G. **Harboe**: „Erdbeben-Herdlinien". Im V. Bande von **Gerlands** Beiträgen zur Geophysik, S. 206 bis 236; Leipzig 1903.

Entstehen sowohl von Vorbeben als auch von Nachbeben rings umher im stärker beeinflußten Teile des Schüttergebietes, das so häufig die großen Erdbeben begleitet, stimmt nicht mit einer zentralen Ausbildung des Hauptbebens überein. Das Ärgste ist indessen, daß stets zwischen den Zeitangaben solche gefunden werden, welche auf eine gar zu frühe Zeit im Verhältnis zur Entfernung des betreffenden Ortes vom vermuteten Epizentrum und zur Zeitangabe desselben lauten, und doch scheint es (weil sie häufig aus den begleitenden Umständen als zuverlässig anzunehmen sind) nicht wohl begründet, davon abzusehen . . . Die Annahme des Vorkommens solcher Herdlinien wird die gegenseitige Übereinstimmung der Zeitangaben in hohem Grade erleichtern." Aber selbst in diesen Fällen ist man noch immerhin berechtigt, in gewisser Hinsicht von einem eigentlichen Epizentrum zu reden; denn die Bodenbewegung wird an einer engbegrenzten Stelle einer Bruchspalte jedenfalls zuerst ausgelöst, pflanzt sich dann aber in der Richtung der Spalte nach beiden Seiten hin viel schneller fort als senkrecht zu derselben.

4. **Geschwindigkeit der Fortpflanzung.** Bei der Fortpflanzung der Wellenbewegung, die ja durch das Innere und längs der Oberfläche der Erde erfolgt, lassen sich drei verschiedene Arten (vgl. Fig. 23) unterscheiden, denen auch verschiedene Geschwindigkeitswerte zukommen.

c_1 = Wellengeschwindigkeit im Hypozentrum.

c = wahre Wellengeschwindigkeit an der Erdoberfläche, d. h. das Stück eines Stoßstrahls, um welchen die Welle in der Minute weiterrückt.

v = scheinbare Oberflächengeschwindigkeit, d. h. das Stück der Erdoberfläche zwischen den Homoseisten zweier aufeinander folgender Minuten.

Was nun die Größe der Fortpflanzungsgeschwindigkeit anbetrifft, so ist diese bedeutenden Schwankungen unterworfen, und zwar aus folgenden zwei Hauptursachen. Einmal kommen die so endlosen Gliederungen der Erdrinde, als da sind Brüche, Verwerfungen, Schichten, Klüftungen, Mannigfaltigkeit und Größenwechsel des Materials u. a. m., bestimmend in Betracht. Je geringer die Verschiebbarkeit der Teilchen, also je größer die Dichtigkeit ist, desto rascher geschieht auch die Fortpflanzung, so daß deren Geschwindigkeit beispielsweise in Fels größer ist als in Geröll; infolgedessen pflanzt sich die Erschütterung auch leichter fort im Streichen der Gesteinsschichten als senkrecht dazu, weil durch den Übergang in verschiedenartige Medien eine Schwächung hervorgerufen wird.

Die Abhängigkeit der Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Erdbebenwellen von der Gesteinsart, namentlich deren Dichtigkeit, veranschau-

lichen nachstehende Zahlenwerte, welche von H. Nagaoka[1]) experimentell ermittelt wurden:

Tabelle XVIII. Fortpflanzungsgeschwindigkeit in verschiedenen Gesteinsarten.

Gesteinsart	Formation	Dichtigkeit	Fortpflanzungsgeschwindigkeit in Kilometern pro Sekunde
Perodit-Serpentin	Paläozoisch	2,786	5,86
Marmor	"	2,654	4,09
Verwitterter Tonschiefer	"	2,490	2,25
Idzumi-Sandstein	Mesozoische	2,236	2,93
" "	"	2,223	2,76
Tuff-Sandstein	Känozoische: Tertiär	2,321	3,35
Rhyolit-Tuff	"	2,316	3,18
Rhyolit	"	2,454	2,78
Tuff	Diluvium	2,557	4,44
Andesit	"	2,397	3,06
Tuff	"	1,838	2,75
Andesit-Tuff	"	2,400	2,50
Andesit	"	2,022	2,21

Anderseits wurde bereits gezeigt, wie die Lage des Beobachtungsortes in bezug auf diejenige des Epizentrums und des Bebenherdes von Bedeutung ist. Aus diesen Beziehungen läßt sich neben dem vorerwähnten sehr wichtigen Gesetze noch dasjenige ableiten[2]), daß die scheinbare Oberflächengeschwindigkeit mindestens gleich der Geschwindigkeit im Hypozentrum und mit dieser veränderlich ist.

---

[1]) H. Nagaoka: „Elastic Constants of Rocks and the Velocity of seismic Waves". In Nr. 4 der Publications of the Earthquake Investigation Committee in Foreign Languages; Tokyo 1900.

Zur Berechnung der Fortpflanzungsgeschwindigkeit diente Lamés Formel:

$$v = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\beta}},$$

worin λ = Wellenlänge, μ = Modul der Starrheit und β = Dichtigkeit.

Vgl. auch S. Kusakabe: „On the Modulus of Regidity of Rocks and an Explanation for the wide Difference between the Velocities of Propagation of the Tremors and principal Shoks in seismic Waves". Ebendort Nr. 14; Tokyo 1903.

[2]) Den Beweis hierfür führt A. Schmidt auf S. 257 bis 259 des Jahresheftes 1888 des Vereins für vaterländische Naturkunde in Württemberg.

Auf einen weiteren Punkt sei hier noch aufmerksam gemacht. Beobachtungen in Bergwerken gelegentlich von Erdbeben haben gezeigt, daß trotz starker Erschütterung an der Erdoberfläche in größeren Tiefen entweder gar keine oder höchstens eine viel geringere Bodenbewegung verspürt wurde. Dies ist nicht etwa, wie manche annehmen, darauf zurückzuführen, daß vorzugsweise nur die oberen Schichten der Erdkruste die Erschütterung fortpflanzen, die tieferen aber unbeteiligt bleiben; vielmehr ist der Grund darin zu suchen, daß in der Tiefe die schwingenden Punkte infolge des größeren Druckes, der auf dem Gestein ruht, nur kleinere Exkursionen machen können, infolgedessen die aufliegenden Körper weniger mitbewegt werden.

Untersuchungsmethoden und deren zahlenmäßige Ergebnisse. Um über die bezüglich der Fortpflanzungsgeschwindigkeiten zu Tage tretenden Verhältnisse Klarheit zu gewinnen, hat man Sprengversuche angestellt. Bei dieser Gelegenheit zeigte sich nun, daß die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Erschütterung selbst in gleichen Gesteinsarten nicht immer dieselben Beträge aufwies, wie auch nachstehende Zusammenstellung lehrt:

Tabelle XIX. Fortpflanzungsgeschwindigkeiten bei Bodensprengungen.

Gesteinsart	Fortpflanzungsgeschwindigkeit in m pro Sekunde nach			
	F. Pfaff	R. Mallet	J. Milne	F. Fouqué und M. Lévy
In Granit	539	398 bis 507	800 bis 1400	2450 bis 3140
In Kalk	547	—	900 „ 1260	—
In Schiefer . . .	737	331	1000 „ 1600	—
In Sand	—	250	—	300.

Ferner fand H. L. Abbot[1]), daß in derselben Felsart (Granit) eine Explosion von

200 kg Sprengstoff eine Geschwindigkeit von 2940 m pro Sekunde
100 „ „ „ „ „ 2910 „ „ „
35 „ „ „ „ „ 2800 „ „ „

ergab.

Als er schließlich 100 kg in derselben Gesteinsart zur Explosion brachte, zeigte sich, daß die Geschwindigkeit in

[1]) H. L. Abbot: „On the Velocity of Transmission of Earth Waves". Im XV. Bande, 1878, des American Journal of Science and Arts.

1 Meile Entfernung gleich 2910 m pro Sekunde
5 Meilen " " 2750 " " "

war.

Bei einer Sprengung von 1500 kg Dynamit, welcher oberirdisch gelagert war, stellte O. Hecker[1]) in Sandboden für die Hauptwelle die Fortpflanzungsgeschwindigkeit zu

205 m pro Sekunde in 210 m Entfernung vom Sprengzentrum
1430 " " " " 6200 " " " "

fest. Eine zweite Sprengung ergab gleichfalls in Sandboden als Fortpflanzungsgeschwindigkeit 238 m pro Sekunde, einen Wert, der mit dem von R. Mallet gefundenen gut übereinstimmt.

Diese bei künstlichen Erdbeben gewonnenen Zahlen bleiben hinter den theoretisch berechneten meist weit zurück. Daß die Stärke der Erschütterung auf die Fortpflanzungsgeschwindigkeit einen so großen Einfluß haben sollte, wäre nur dann möglich, wenn bei jeder einzelnen Fortpflanzung einer Stoßwelle die Geschwindigkeit im Verhältnis der abnehmenden Intensität vom Zentrum nach der Peripherie abnehmen würde; eine solche rasche Geschwindigkeitsabnahme ist aber bei wirklichen Beben noch nirgends beobachtet worden. Wie man sieht, geben uns die künstlichen Bebenwellen keine befriedigenden Aufschlüsse, und zwar hauptsächlich aus dem Grunde, weil der Erregungsort der Bodenschwingungen zu nahe der Erdoberfläche liegt.

Das sicherste Mittel zur Bestimmung der Fortpflanzungsgeschwindigkeit sind und bleiben daher die unmittelbaren Erdbebenbeobachtungen (die Formeln zur Berechnung der einzelnen Geschwindigkeiten sind im vierten Abschnitte mitgeteilt); was dabei zur Beobachtung gelangt, sind die langen transversalen Oberflächenwellen. Ältere derartige Ermittelungen, wie solche in der Tabelle XVI. niedergelegt sind, haben Werte ergeben, welche zwischen 0,21 bis 0,74 km in der Sekunde schwanken. Obschon diese noch größeren Differenzen der natürlichen Bebenwellen, wie wir oben gesehen haben, ganz in der Natur der Sache begründet sind, bleiben die absoluten Zahlengrößen meist erheblich hinter der Wirklichkeit zurück; der Grund hierfür ist naturgemäß auf die unzulängliche Methode ohne Instrumente zurückzuführen, namentlich aber auf die große Ungenauigkeit der so ermittelten Zeitangaben. Infolgedessen haben neuere Untersuchungen auf instrumenteller Grundlage genauere Ergebnisse mit viel höheren absoluten Zahlenwerten zu Tage gefördert. Aber selbst da erhielt man erst Klarheit, nachdem Hopkins den Unterschied zwischen der wahren und scheinbaren Geschwindigkeit erkannt hatte.

---

[1]) O. Hecker: „Ergebnisse der Messung von Bodenbewegungen bei einer Sprengung“. In Gerlands „Beiträgen zur Geophysik“, Band IV, S. 98 bis 104, und Band VI, S. 87 bis 97; Leipzig 1899 und 1903.

Betrachten wir zunächst einmal ein einzelnes Erdbeben. Der Einfluß des Abstandes des Beobachtungsortes vom Epizentrum auf die jeweilige Größe der Fortpflanzungsgeschwindigkeit erhellt am besten aus folgendem Zahlenbeispiel, den bezüglichen Ergebnissen der Untersuchung des Sinjaner Erdbebens vom 2. Juli 1898 durch A. Faidiga[1]):

Tabelle XX. Fortpflanzungsgeschwindigkeiten des Sinjaner Erdbebens vom 2. Juli 1898.

Beobachtungsort	Entfernung in km		Fortpflanzungsgeschwindigkeit in km pro Sekunde	
	vom Epizentrum	gegenseitige	c vom Epizentrum aus gerechnet	v vom vorhergehenden Orte aus gerechnet
Bojnić (Epizentrum) — Portici	364	364	3,03	
Portici — Rocca di Papa . .	386	22	2,68	1,61
Rocca di Papa — Rom . . .	390	4	2,60	1,33*
Rom — Casamicciola . . .	397	7	2,54	1,73
Casamicciola — Hohenheim .	816	419	2,35*	2,10
Hohenheim — Potsdam . . .	1013	197	2,52	2,94
Potsdam — Wilhelmshaven	1265	252	2,74	3,66
Wilhelmshaven — Kew . . .	1539	274	3,05	**4,36**
Kew — Jurgew	4784	3245	**3,25**	

Als Mittelwerte fand F. Omori aus den von Seismometern registrierten Kurven Zahlen, die zwischen 1,9 und 2,4 km pro Sekunde schwanken, Agamemnone solche von 3,0 bis 3,8 km pro Sekunde, Cancani ermittelte den Wert von 3,42 ± 0,13 km pro Sekunde, und endlich Credner einen solchen von 3,3 km pro Sekunde. In Japan führten im Jahre 1893 Sekiya und Omori das System der sogenannten „seismischen Triangulation“ ein, welches darauf beruht, daß eine Anzahl von Stationen (vier Stück, deren gegenseitige Entfernungen zwischen 2,29 und 10,86 km schwanken), die mit gleichen Seismometern (nach Ewing) ausgerüstet sind, durch eine Telegraphenlinie untereinander in Verbindung stehen. Durch geeignete Vorrichtungen, den von Imamura konstruierten sogenannten „mechanical starters“, gelangt jede Erderschütterung an allen Stationen einmal telegraphisch gleichzeitig mittels eines Chronometers, welcher jede Sekunde eine Zeitmarke elektrisch übermittelt, zur Aufzeichnung, und

[1]) A. Faidiga: „Das Erdbeben von Sinj am 2. Juli 1898“. Nr. XII der neuen Folge der Mitteilungen der Erdbebenkommission der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften; Wien 1903.

anderseits wird das natürlich erst später erfolgende Eintreffen der Erdbebenwelle durch den Erdbebenmesser kenntlich gemacht. Aus dem Vergleich der Zeitdifferenzen des Eintreffens bestimmter, genau erkannter Wellenzüge und den gegenseitigen Entfernungen der Beobachtungsorte ergibt sich dann die Fortpflanzungsgeschwindigkeit. A. Imamura[1]) hat diese Beobachtungen seit 1895 fortgeführt und 1898 das Ergebnis abgeleitet, daß bei Nahbeben die durchschnittliche Fortpflanzungsgeschwindigkeit

$$v = 3{,}38 \pm 0{,}05 \text{ km pro Sekunde}$$

beträgt.

5. **Relais- oder Simultanbeben.** Hierunter versteht man eine sekundäre, gleichzeitige Erschütterung außerhalb des Gebietes des Hauptbebens. Folgendes typische Beispiel für diese Bebenerscheinung wird von Sueß[2]) aufgeführt: Am 4. Dezember 1690 verwüstete ein großes Erdbeben Villach und dessen Umgebung, pflanzte sich nach der Mürzlinie hin fort und beschädigte den Stephansturm in Wien; gleichzeitig trat ein zweites Maximum, wenn auch nicht mit so verheerender Gewalt, in großer Entfernung, bei Meißen in Sachsen hervor. Auch die Erdbebenkatastrophe vom 16. Dezember 1902 und der Folgezeit in Andishan (Russisch-Turkestan) hat Belar[3]) zufolge in Europa eine Reihe von Relaisbeben hervorgerufen; noch am selben Tage meldete Carrara (Italien) ein Beben, und an den darauffolgenden Tagen ereigneten sich örtliche Erschütterungen in Latera (Italien), Nassenfuß (Krain), Bolsena, Velletri (Italien) und Laibach.

Über die Veranlassung der Relaisbeben spricht sich v. Lasaulx[4]) folgendermaßen aus: „Findet in einem Gebiete eine Erschütterung statt, so kann sie nachfolgende neue Erschütterungen hervorrufen, indem die vorhandene Spannung durch die von außen hinzukommende Erregung ausgelöst wird. Sowohl Einsturzbeben, als auch tektonische Beben vermögen auf diese Weise außerhalb des Erschütterungsbereiches eines vorausgehenden Erdbebens, demselben aber mehr oder minder unmittelbar nachfolgend, gleichsam als Relaiswirkung verursacht zu werden. Durch den innigen Zusammenhang, in dem die Spalten der Gebirge oft über große Gebiete hin untereinander stehen, ist gerade bei den tektonischen Beben die Möglichkeit für Relaisbeben eine sehr große." Diese Erklärungsweise der Auslösung halbreifer Spannungen durch

---

[1]) A. Imamura: „Seismic Triangulation in Tokyo". In Nr. 7 der Publications of the Earthquake Investigation Committee in Foreign Languages; Tokyo 1902.

[2]) E. Sueß: „Die Erdbeben Niederösterreichs". Denkschriften der k. k. Akademie der Wissenschaften in Wien; 1873.

[3]) A. Belar: „Neueste Erdbebennachrichten". Beilage der Monatsschrift „Die Erdbebenwarte", II. Jahrgang, Heft 7 und 8.

[4]) A. v. Lasaulx: „Die Erdbeben". In Kenngotts Handwörterbuch der Mineralogie, Geologie und Paläontologie, S. 364.

von einem anderswo gelegenen Epizentrum ausgehende Wellen wird heutzutage fast ausnahmslos als zu Rechte bestehend angesehen. Aber nachdem früher schon E. Reyer[1]) für manche Fälle die Relaisbeben auf eine gemeinsame kosmische Ursache zurückgeführt wissen wollte, durch welche verschiedene Spannungen in tektonisch selbständigen Gebieten ausgelöst würden, glaubt neuerdings W. Láska[2]) mit der Möglichkeit rechnen zu dürfen, daß an die Stelle der kosmischen Ursachen einfach die sogenannte Pendelunruhe (vgl. den zweiten Abschnitt) zu setzen sei, welche er mit gewissen Luftdruckveränderungen in Zusammenhang bringt; auf diese Weise möchte er, wenn auch nicht alle, so doch manche Relaisbeben erklärt wissen.

Die Annahme A. Stübels untereinander in Verbindung stehender peripherischer Herde ließe ebenfalls eine ganz ungezwungene Erklärung der Relaisbeben zu; sie wären dann nichts weiter als die Folge von Einwirkungen verschiedenenorts gelegener, aber nicht äußerlich durch Vulkanbaue gekennzeichneter Magmaherde, die ihren Bewegungsimpuls von einem gemeinsamen Hauptherde gleichzeitig empfingen.

Was die Häufigkeit der Relaisbeben anbetrifft, so ist R. Hoernes[3]) der Ansicht, daß sie viel größer sein mag, als man gemeiniglich annimmt und durch sichere Beispiele belegen kann; denn in vielen Fällen dürfte es schwer sein, die Relaisbeben in ihrer Eigenschaft als solche zu erkennen.

6. Erdbebeninseln und Erdbebenbrücken. Als solche bezeichnet man Gegenden in häufig von Erdbeben heimgesuchten Schüttergebieten, welche trotz der Bebenhäufigkeit ihrer Umgebung doch mehr oder minder von Erschütterungen verschont bleiben.

Wie weiterhin noch gezeigt werden wird, ist die zerstörende Wirkung der Erdbeben in lockerem Boden, Schotter, Geröll usw. heftiger als in festem Fels. Sind nun inmitten lockerer Schichten feste Felsmassen vorhanden, so bilden diese die Erdbebeninseln. Eine solche wurde beispielsweise während des verheerenden Bebens von Belluno am 29. Juni 1873 beobachtet; bei dieser Gelegenheit erlitten die auf dem Col di Pera, einem Nummulitenkalkrücken, liegenden Ortschaften fast gar keinen Schaden, während die rundherum befindlichen, auf lockerem Schotterboden aufgebauten Ortschaften auf das schrecklichste verheert wurden.

Wenn aber inmitten seismisch erschütterter Gebiete unbewegte Zonen infolge von Interferenzerscheinungen der Erdbebenwellen entstehen, dann redet man mit A. v. Lasaulx[4]) von Erdbebenbrücken; in diesem

---

[1]) E. Reyer: „Theoretische Geologie", S. 702; Stuttgart 1888.

[2]) W. Láska: „Über die Pendelunruhe". In den Verhandlungen der I. Internationalen Seismologischen Konferenz, S. 223; Leipzig 1902.

[3]) R. Hoernes: „Erdbebenkunde", S. 416; Leipzig 1893.

[4]) A. v. Lasaulx: „Die Erdbeben". In Kenngotts Handwörterbuch der Mineralogie, Geologie und Paläontologie; Breslau 1882.

Falle würde sich die Erschütterung unterhalb des ruhigen Landstriches in der Tiefe fortpflanzen und erst in einiger Entfernung davon wieder zur Erdoberfläche gelangen. Wenn auch, wie A. Schmidt[1]) zeigt, tatsächlich die Möglichkeit ihrer Bildung besteht, so dürfte es doch wohl schwer fallen, ihr wirkliches Vorkommen zu beweisen.

V. Stärke der Erdbeben.

1. Schätzung. Die Stärke oder Intensität eines Erdbebens wird gewöhnlich durch ein auf Übereinkunft beruhendes (konventionelles) Maß ermittelt; es ist dies die sogenannte De Rossi-Forelsche oder italienisch-schweizerische Erdbebenintensitätsskala[2]), deren 10 Grade sich wie folgt trennen lassen:

Tabelle XXI. De Rossi-Forels empirische Erdbebenintensitätsskala.

I. Stärkegrad:	Mikroseismische Bewegung, notiert von einem Seismographen oder von mehreren Instrumenten derselben Art, aber nicht imstande, Seismographen verschiedener Konstruktion in Bewegung zu setzen. Festgestellt von einem geübten Beobachter.
II. „	Stoß, registriert von Seismographen verschiedenen Systems, festgestellt von einer kleinen Anzahl im Zustande der Ruhe befindlicher Beobachter.
III. „	Erschütterung, beobachtet von mehreren Personen in der Ruhe; stark genug, daß Dauer oder Richtung geschätzt werden können.
IV. „	Erschütterung, beobachtet von Personen in Tätigkeit; Erschütterung beweglicher Objekte (Fenster, Türen), Krachen der Dielen.
V. „	Erschütterung allgemein von der ganzen Bevölkerung bemerkt; Erschütterung größerer Gegenstände, der Möbel, Betten; Anschlagen einzelner Hausglocken.
VI. „	Allgemeines Erwachen der Schlafenden; allgemeines Anschlagen der Hausglocken, Schwanken der Kronleuchter, Stillstehen von Uhren, sichtbares Schwanken der Bäume und Gesträucher. Einzelne Personen verlassen erschreckt die Häuser.
VII. „	Umstürzen von beweglichen Gegenständen, Ablösen von Gipsstücken aus der Decke und von den Wänden, Anschlagen von Kirchenglocken, allgemeiner Schrecken, noch keine Beschädigung der Bauwerke.

---

[1]) A. Schmidt: „Untersuchungen über zwei neuere Erdbeben, das schweizerische vom 7. Januar 1889 und das nordamerikanische vom 31. August 1886". Im Jahresheft 1890, S. 229 bis 232, des Vereins für vaterländische Naturkunde in Württemberg.

[2]) Aus den Jahrbüchern des tellurischen Observatoriums zu Bern, 1881, Nr. 7.

VIII. Stärkegrad: Herabstürzen von Kaminen, Risse in den Mauern von Gebäuden.
IX. „ Teilweise oder gänzliche Zerstörung einzelner Gebäude.
X. „ Großes Unglück, Ruinen, Umsturz von Erdschichten, Entstehen von Spalten in der Erdrinde, Bergstürze.

Diese Skala dürfte jedoch, wenigstens in der obigen Form, nur mehr kurze Lebensdauer besitzen. Die seismologische Zentralanstalt in Rom hat bereits eine neue, von Mercalli aufgestellte Skala (siehe S. 84) angenommen, und auf der im September 1902 in Brescia tagenden I. Versammlung[1]) der italienischen Erdbebenforscher wurde beschlossen, auch dem Auslande diese neue Skala zum allgemeinen Gebrauche zu empfehlen. Nunmehr hat die im Juli 1903 in Straßburg i. E. abgehaltene II. internationale seismologische Konferenz die Aufgabe, eine allgemein gültige Intensitätsskala für makroseismische Beobachtungen aufzustellen, einer besonderen Kommission überwiesen; jedoch ist eine Beschlußfassung zur Zeit noch nicht erzielt.

2. **Absolutes Maß.** Mehrfach hat man bereits versucht, die sich in den Rossi-Forelschen Skalenwerten aussprechenden Kräfte in absolute Maße, d. h. in Meterkilogramme, umzusetzen; denn eine, wie die vorbesprochene, auf bloßer Schätzung beruhende („empirische") Skala ist wohl geeignet, eine Einteilung der Wirkungen eines Erdbebens in einer detaillierten Abhandlung oder in einer mehr erzählenden Beschreibung zu geben, nicht aber vermag sie die Unterlage für eine Studie der mechanischen Arbeit desselben Bebens zu liefern. Ältere[2]) Versuche dieser Art rühren her von Mendenhall, Milne, Ewing, Sekya und Holden. Unter Bezugnahme namentlich auf das zerstörende Mino-Owari-Beben ist es Omori[3]) gelungen, eine für Japan gültige siebenklassige absolute Skala für zerstörende Beben aufzustellen, welche die Beziehungen zwischen der größten Beschleunigung der Erderschütterung und dem angerichteten Schaden umfaßt. Bevor aber hierauf näher eingegangen wird, ist es erforderlich, noch zwei Ausdrücke zu erklären.

Als „größte Beschleunigung (engl. maximum acceleration)" bezeichnet man den Ruck, d. h. die Plötzlichkeit, womit ein Bodenteilchen sich in Bewegung setzt oder in der Schwingung anhält; sie tritt an den beiden äußersten Umkehrpunkten der Schwingung ein, in denen sich ja auch die Geschwindigkeit der Bewegung umkehrt. Von ihrem

[1]) Vgl. A. Belars Referat über diese Versammlung in der Monatsschrift „Die Erdbebenwarte" 1902, S. 91 bis 97.

[2]) Dementsprechend berechnete beispielsweise Mendenhall die Arbeit, welche das verheerende Erdbeben zu Charleston in Nordamerika im Jahre 1886 geleistet hat, auf 1 300 000 000 000 Pferdekräfte.

[3]) F. Omori: „Seismic Experiments on the Fracturing and Overturning of Columns". In Nr. 4 der Publications of the Earthquake Investigation Committee in Foreign Languages; Tokyo 1900. Vgl. auch „Note on applied Seismology". In den Verhandlungen der I. Internationalen Seismologischen Konferenz; Leipzig 1902.

Betrage[1]) hängen die Größenverhältnisse gebrochener oder umgeworfener Gegenstände ab.

Unter der „größten Geschwindigkeit (engl. maximum velocity)" versteht man die höchste Schnelligkeit, mit der sich ein schwingendes Bodenteilchen bewegt; für gewöhnlich wird sie in der Mitte zwischen den beiden äußersten Umkehrpunkten der Schwingung angetroffen. Sie bestimmt die Entfernung, bis zu welcher ein lose dastehender Gegenstand fortgeschleudert[2]) wird.

---

[1]) Stehen keine instrumentelle Beobachtungen eines Erdbebens zur Verfügung, so läßt sich doch die „größte Beschleunigung" A herleiten aus umgestürzten säulen- oder pfeilerartigen, frei auf dem Boden stehenden Gegenständen (Grabsteinen, Denkmälern usw.) nach der von C. D. West aufgestellten Formel:

$$A = g\,\frac{x}{y},$$

worin x = Höhe des Schwerpunktes, y = dessen horizontalem Abstande von der Kante, über welche das Kippen erfolgte, und g = Schwerkraft ist. Selbst eine kleinere „größte Beschleunigung" als die hier mitgeteilte vermag die Säule umzuwerfen, wenn die periodische Zeit der Stöße so weit mit den Schwingungen der Säule übereinstimmt, daß Schaukeln eintritt. Anderseits kann aber auch der gleiche Wert für A unter Umständen nicht hinreichen zum Umstürzen, wenn nämlich die Periode zu kurz ist; dann werden die Stöße höchstens die Säule zerbrechen.

Der geringste Wert, den die Bodenbewegung (ganze Schwingung $2a$) bei sehr kurzer Periode annehmen muß, um den Umsturz zustande zu bringen, ist F. Omori zufolge:

$$2a = 4x\,\frac{(x^2 + y^2)}{3\,y^2},$$

wenn $2y$ = Höhe, $2x$ = Breite der Säule ist. Daraus folgt, daß die zum Umkippen von Säulen erforderliche Bodenbewegung mit den Größenverhältnissen der Säule wächst, jedoch derart, daß sämtliche Säulen, ob leicht oder schwer, vom gleichen Stoße umfallen, wenn nur das Verhältnis der Höhe zur Breite dasselbe ist.

Reicht die Bodenbewegung zum Sturze nicht aus, so kann es unter Umständen doch zum Bruche der Säule an oder nahe der Basis kommen; in diesem Falle muß die größte Beschleunigung A' den Wert:

$$A' = \frac{1}{6}\cdot\frac{g\,F\,O\,D}{H\,W}$$

annehmen, worin F = Kohäsionskraft, O = Größe der Bruchfläche, D = Dicke der Säule, H = Höhe des Schwerpunktes und W = Gewicht des Säulenteiles oberhalb der Bruchfläche ist. (Vgl. J. Milne: „Seismology", S. 128 bis 132; London 1898.)

[2]) In ähnlicher Weise läßt sich aus fortgeschleuderten Gegenständen die „größte Geschwindigkeit" V ermitteln, und zwar nach der Gleichung:

$$V^2 = \frac{g\,a^2}{2\,b},$$

worin a = horizontaler Flugweite des Gegenstandes, g = Schwerkraft, und b = Fallhöhe desselben vom ursprünglichen Standorte bis zum neuen ist. (Ebenda.)

Setzt man a = einfacher Amplitude in Millimetern, und T = Periode in Sekunden, beides hergeleitet aus den instrumentellen Aufzeichnungen (Diagrammen) der betreffenden Erdbeben, dann ist die „größte Beschleunigung“:

$$A = \frac{4\pi^2 a}{T^2} \text{ mm pro Sekunde pro Sekunde,}$$

und die „größte Geschwindigkeit“:

$$V = \frac{2\pi a}{T} \text{ mm pro Sekunde.}$$

Aus den diesbezüglichen Untersuchungen Omoris geht hervor, daß bei leichten und schwachen Erdbeben die durchschnittliche größte Bewegung jedes Bodenteilchens unterhalb 1 mm bleibt. Wenn die Bewegung auf etwa 10 mm anwächst, wird das Beben zu einem starken, und es verursacht immerhin schon geringen Schaden. Sobald die Bewegung 5 bis 6 cm erreicht, beginnen die eigentlichen zerstörenden Wirkungen, welche Ziegelbauten, Kamine usw. erheblich beschädigen. Bei etwa 15 cm Bodenbewegung hat man es mit sehr heftigen Erdbeben zu tun.

Nachstehend ist nun die auf Grund solchen aus direkten instrumentellen Erdbebenmessungen gewonnenen Zahlenmaterials von Omori aufgestellte Intensitätsskala mit der Rossi-Forelschen und mit derjenigen des Meteorologischen Zentral-Observatoriums zu Tokyo verglichen:

Tabelle XXII. Omoris absolute Erdbebenintensitätsskala.

Absolute Skala für zerstörende Beben nach Omori. Größte Beschleunigung in mm pro Sek. pro Sek.	Intensitätsskala des Meteorologischen Zentral-Observatoriums	Rossi-Forelsche Skala
	Leicht	I. II.
	Schwach	III. IV. V.
I. 300	Stark	VI. VII.
II. . . . . . 900 III. . . . . . 1200 IV. . . . . . 2000 V. . . . . . 2500 VI. . . . . . 4000 VII. mehr als 4000	Heftig	— VIII. IX. X. — —

Unter eingehender Berücksichtigung der instrumentellen Messungen hat auch A. Cancani[1]) eine neue zwölfteilige Intensitätsskala aufgestellt, welche für die einzelnen empirischen Stärkegrade der vereinigten Skalen von Forel und Mercalli die absoluten Werte gibt. Diese neue Intensitätsskala ist die nachstehende:

Tabelle XXIII. Forel-Mercallis empirische und absolute Erdbebenintensitätsskala.

Stärkegrad	Kennzeichen	Größte Beschleunigung in mm pro Sek. pro Sek.
I.	Nur instrumentell wahrnehmbar (Secousse instrumentale)	weniger als 2,5
II.	Sehr leicht (Bien légère)	2,5 — 5,0
III.	Leicht (Légère)	5 — 10
IV.	Mäßig fühlbar (Sensible ou médiocre)	10 — 25
V.	Ziemlich stark (Assez fort)	25 — 50
VI.	Stark (Fort)	50 — 100
VII.	Sehr stark (Très fort)	100 — 250
VIII.	Zerstörend (Ruineux)	250 — 500
IX.	Verwüstend (Disastreux)	500 — 1000
X.	Vernichtend (Très disastreux)	1000 — 2500
XI.	Katastrophe (Catastrophe)	2500 — 5000
XII.	Großes Unglück (Grande catastrophe)	5000 — 10000

3. **Verhalten der Oberflächengebiete zur Bebenstärke.** Je nach der Stärke, mit welcher ein Erdbeben an den verschiedenen Orten eines größeren Gebietes auftritt, kann man Flächen bestimmen, denen ungefähr der gleiche Skalenwert zukommt; die in geographischen Karten diese Flächen umschließenden Linien nennt man „Isoseisten", siehe Fig. 24. Um das am stärksten erschütterte sogenannte „pleistoseistische Gebiet" herum lagern Zonen, in denen folgeweise die Stärke der Erschütterung abnimmt. In dem pleistoseistischen Gebiete will J. Milne[2]) bei geeigneter Bebenstärke noch einen „Gürtel des gefährlichen Emergenzwinkels" nachzuweisen vermögen, eine schmale, ringförmige Zone (vgl. deren Profilschnitt *PP* in Fig. 43), innerhalb derer sich die Bebenwirkungen an Gebäuden am verheerendsten äußern. Zurückzuführen ist dies darauf, daß gerade in diesem Gürtel die Stoßstrahlen unter einem Winkel auf die Baulichkeiten auftreffen, welcher die Standfestigkeit und den inneren Zusammenhang der Mauern am heftigsten erschüttert. Bei geradlinigem Stoßstrahl würde dieser gefähr-

[1]) A. Cancani: „Sur l'emploi d'une double échelle sismique des intensités, empirique et absolue". Vorschlag, unterbreitet der II. internationalen seismologischen Konferenz zu Straßburg i. E. 1903.

[2]) J. Milne: „Seismology", S. 197; London 1898.

liche Emergenzwinkel 45° bis 55° betragen. Wenn der Hauptstoß etwa die Stärke V bis VII hätte, müßten in dem Gürtel die Gebäudebeschädigungen am stärksten sein, und erst bei noch größerer Intensität hätte auch eine Zerstörung von Gebäuden im inneren, epizentralen Gebiete stattgefunden.

Gegenden, welche von örtlichen Erdbeben betroffen werden, die „primären oder autoseistischen Gebiete“, haben naturgemäß mehr zu leiden als solche, in denen sich die Wirkungen außerhalb liegender Herde bemerkbar machen, die „sekundären oder heteroseistischen Gebiete“; jedoch deckt sich, wie wir oben sahen, bei weitem nicht in allen Fällen das pleistoseistische Gebiet mit dem Epizentrum.

Hinsichtlich der Ausbreitung der Erdbeben unterscheidet Forel nachstehende fünf Klassen[1]):

Tabelle XXIV. Forels seismische Klassen.

I. Klasse:	Durchmesser	des	erschütterten	Gebietes	unter 5	Kilometer
II. „	„	„	„	„	5 bis 50	„
III. „	„	„	„	„	50 „ 150	„
IV. „	„	„	„	„	150 „ 500	„
V. „	„	„	„	„	über 500	„

Bezeichnet J den Intensitätsgrad, E die Klassenzahl bezüglich der Ausdehnung, und n n' n'' die Zahl der schwachen, mittelstarken und kräftigen Stöße eines Bebens, so ist nach Forel der Zahlenwert des Ausdruckes

$$W = J \times E + n + 2n' + 3n''$$

der **seismische Ausdruck des Erdbebens**. Diese charakteristischen Zahlen erleichtern sehr die Übersicht.

VI. Dauer der Erdbeben.

1. **Allgemeines.** Die Dauer der Erdbeben ist eine sehr wechselnde und schwankt zwischen weiten Grenzen. Während in vereinzelten Fällen ein Erdbeben seine ganze Kraft mit einem einzigen Stoße erschöpft, setzt es sich meistens aus einer ganzen Kette folgeweise eintretender Stöße von verschiedener Stärke zusammen, welche dem Hauptbeben voraufgehen und nachfolgen. Beispielsweise dauerte das zerstörende Erdbeben von Caraccas (1812) nur 3 bis 4 Sekunden, das von Martinique (1839) 30 Sekunden, das von Jamaica (1692) 3 Minuten, und das von Lissabon (1755) 5 Minuten. Hingegen erstreckte sich das Erdbeben von Savoyen (1808) auf volle 7 Wochen, das

[1]) Zitiert bei A. Riggenbach-Burckhardt: „Die Organisation der Erdbebenbeobachtungen in der Schweiz“. In den Verhandlungen der I. internationalen seismologischen Konferenz, S. 168; Leipzig 1902.

von Kanada (1663) sogar auf 6 Monate, wobei fast täglich Erdstöße auftraten. Das bekannte Erdbeben im Mississippitale hielt 2 Jahre an, nämlich von 1811 bis 1813; an einzelnen Stellen machte es sich fast von Stunde zu Stunde durch wiederkehrende Stöße bemerklich. Noch furchtbarer war die ungemein lange Beunruhigung der Erde bei dem Erdbeben in Kalabrien vom Jahre 1783, die erst nach 4 Jahren ihr Ende fand; anfangs kehrten die Erschütterungen täglich wieder, so daß im Jahre 1783 zu Monte Leone nicht weniger als 949 Stöße, darunter 98 sehr heftige, verspürt wurden. Weitere bekannte Erdbebenperioden sind die zu Groß-Gerau der Jahre 1869 bis 1873, und im Vogtlande von 1875 bis 1900, sowie namentlich vom 13. Februar bis 18. Mai 1903.

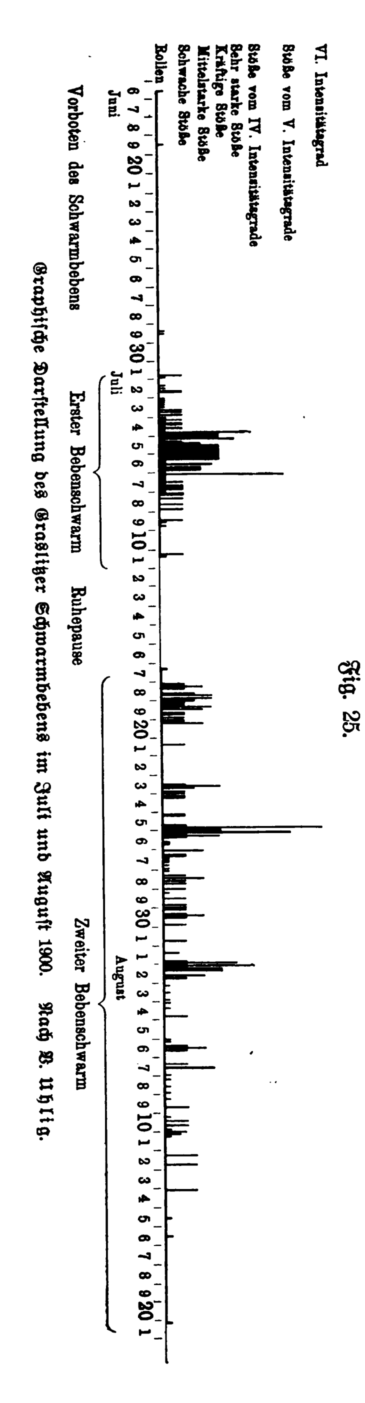


Fig. 25. Graphische Darstellung des Graslitzer Schwarmbebens im Juli und August 1900. Nach V. Uhlig.

2. **Erdbebenschwärme.** Wenn, wie in den zuletzt besprochenen Fällen, die Zahl der Stöße binnen eines zwar verhältnismäßig kurzen, aber doch mindestens mehrere Tage oder gar Wochen andauernden Zeitraumes sehr groß ist, wobei auch die Bebenstärke erheblichen Schwankungen unterworfen ist, dann spricht man von Erdbebenschwärmen. In anschaulichster Weise hat H. Credner[1]) den Verlauf solcher Erdbebenschwärme wie folgt geschildert: „Unterirdisches Donnern und Rollen leitet die Bebenschwärme ein; dann erfolgen während mehrerer Tage zunächst einige wenige, später zahlreichere, abwechselnd schwache und stärkere Stöße, sowie

[1]) H. Credner: „Die vogtländischen Erdbebenschwärme während des Juli und des August 1900". Sitzungsbericht vom 14. November 1900, S. 175 bis 176, der mathematisch-physikalischen Klasse der Kgl. Sächsischen Gesellschaft der Wissenschaften zu Leipzig.

unterirdische Geräusche, bis sie in einem oder zwei Hauptstößen kulminieren. Nach diesen beginnt eine mehr oder weniger rasche, manchmal durch kürzeres Wiederaufflackern unterbrochene Abnahme der Erbebungen. Die Zeitzwischenräume zwischen letzteren werden größer, tagelang tritt makroseismische Ruhe ein, bis sich nach einem letzten, mit schwacher Erschütterung verbundenen unterirdischen Donnerrollen der Ruhezustand wieder einstellt. In beiden Erdbebenschwärmen kommt demnach ein auf- und abzuckendes Crescendo, ein Maximum und ein sprungweises Decrescendo der seismischen Vibrationen zum Ausdruck." Eine instruktive Illustration hierzu bildet die hier wiedergegebene Fig. 25, in welcher V. Uhlig[1]) die seismischen Vorgänge des Graslitzer Schwarmbebens vom Juli und August 1900 graphisch zur Darstellung bringt.

3. **Nachstöße.** Mit den vorigen dürfen aber nicht die sogenannten Nachstöße (engl. „After-shoks") verwechselt werden, welche ein allmähliches Erlöschen der seismischen Kraft erkennen lassen. Je stärker das Hauptbeben, je kleiner die vom Hauptstoße erschütterte Fläche war, desto häufiger sind auch die Nachstöße; aber mit der Zeit, die nach dem Hauptbeben verstreicht, nimmt auch die Zahl der Nachstöße ab. Dieses Zurückgehen der Häufigkeit der Nachstöße mit der Zeit veranschaulicht die hier wiedergegebene Tabelle, welche die Verteilung der 3482 beobachteten Nachstöße des Mino-Owari-Bebens während der einzelnen Jahre zeigt.

Tabelle XXV. Nachstöße des Mino-Owari-Bebens vom Jahre 1891.

Oktober	1891	bis	November	1892	2287	Nachstöße
„	1892	„	„	1893	363	„
„	1893	„	„	1894	212	„
„	1894	„	„	1895	208	„
„	1895	„	„	1896	111	„
„	1896	„	„	1897	127	„
„	1897	„	„	1898	110	„
„	1898	„	„	1899	64	„

Omori berechnet die Zahl der Nachstöße irgend eines Erdbebens für einen gegebenen Zeitraum nach der Formel:

$$y = \frac{k}{h + x},$$

in welcher y = gesuchter Zahl der Nachstöße während der Zeit x, x = Zeitdauer in Tagen, und endlich k und h = Konstanten sind, welche

[1]) V. Uhlig: „Bericht über die seismischen Ereignisse des Jahres 1900 in den deutschen Gebieten Böhmens". Nr. III der neuen Folge der Mitteilungen der Erdbebenkommission der Kaiserl. Akademie der Wissenschaften; Wien 1901.

für jedes Beben ermittelt werden müssen. Das Verhältnis zwischen der seit dem Hauptbeben verstrichenen Zeit und der Anzahl der darin entfallenden Nachstöße läßt sich in der Form einer Hyperbel darstellen. Daher erhält man k und h in einfachster Weise aus den unmittelbaren Beobachtungen während eines wenigstens mehrere Tage umfassenden Zeitraumes. Welch genaue Werte diese Methode liefert, erhellt aus der nachstehenden Tabelle[1]), welche für Nemuro sowohl die tatsächlich beobachteten, als auch die nach dieser Formel für die fünf ersten Tage berechneten Nachstöße des Hokkaido-Bebens vom 22. März 1894 enthält; für dieses Erdbeben sind die Konstanten $k = 79{,}9$ und $h = 0{,}8896$.

Tabelle XXVI. Nachstöße des Hokkaido-Bebens vom Jahre 1894.

x Tage	Datum, März 1894	Die der Zeit x entsprechende tatsächlich beobachtete tägliche Zahl	Die berechnete Zahl y der Häufigkeit
0	Vom 23. mittags bis zum 24. mittags	88	89,6
1	„ 24. „ „ „ 25. „	42	42,2
2	„ 25. „ „ „ 26. „	31	27,9
3	„ 26. „ „ „ 27. „	19	20,6
4	„ 27. „ „ „ 28. „	16	16,3

Ferner hat Omori den Nachweis erbracht, daß die Zahl der Nachstöße schnell abnimmt mit der Zunahme der durch den Hauptstoß erschütterten Fläche, und zwar läßt sich zwischen y = Zahl der Nachstöße und r = Radius der erschütterten Fläche (vom unterirdischen Herd aus gemessen) die durch folgende empirische Gleichung ausgedrückte Beziehung aufstellen:

$$\log y = 2{,}89 - r \times 0{,}0105.$$

Nachstehende Zusammenstellung zeigt die diesbezüglichen Verhältnisse, wie sie gelegentlich des Mino-Owari-Bebens[2]) in die Erscheinung traten:

Tabelle XXVII. Nachstöße und Fläche des Mino-Owari-Bebens vom Jahre 1891.

Radius der erschütterten Fläche in km . .	78	113	160	180	200
Beobachtete Zahl der Nachstöße	100	50	20	10	5
Berechnete „ „ „	111	48	16	10	6

[1]) F. Omori: „Note on the After-shoks of the Hokkaido-Earthquake of March 22nd 1894". In Nr. 4 der Publications of the Earthquake Investigation Committee in Foreign Languages; Tokyo 1900.

[2]) F. Omori: „Note on of the After-shoks of the Mino-Owari-Earthquake of Oct. 28th 1891". In Nr. 7 der Publications of the Earthquake Investigation Committee in Foreign Languages; Tokyo 1902.

VII. Perioden der Erdbebenhäufigkeit.

Auf Grund umfangreichen statistischen Materials, wie es in den sogenannten Erdbebenkatalogen enthalten ist, hat man sich ein Bild zu machen gesucht über die Verteilung der Erdbebenhäufigkeit auf einzelne bestimmte Zeitabschnitte.

1. **Jährliche Periode.** Die nachstehenden Tabellen gewähren Aufschluß über den jahreszeitlichen Wechsel der Bebenhäufigkeit in einzelnen Ländern.

Tabelle XXVIII. Jahreszeitliche Verteilung der Bebenhäufigkeit.

Gebiet	Anzahl	Prozente der Jahressumme					
		Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Warme Jahreszeit	Kalte Jahreszeit
Ganze Welt (Naumann)	2979	29	22*	23	26	45	55
Nördliche Halbkugel (Kluge)	1810	25	23*	25	27	48	52
Südliche Halbkugel (Kluge)	637	28	24	23*	25	47	53
Ganz Europa (Knott)	1385	31	23	22*	24	45	55
Griechenland und Türkei (Fuchs)	626	26	29	20*	26	49	52
Donaubecken (Perrey)	270	28	22*	25	25	47	53
Krain, Kärnten, Steiermark, Görz, Triest (Hoefer und Mitteis)	396	40	23	14*	23	37	63
Laibacher Feld (Seidl)	75	33	19*	25	23	44	56
Niederösterreich (Sueß und Fuchs)	148	37	20*	21	23	41	60
Italien (Fuchs)	1158	24	26	21*	29	47	53
Schweiz (Volger)	1230	38	26	12*	25	38	63
Rhein und Maas (Perrey)	543	30	18*	21	31	39	61
Rheintal bei Basel (Langenbeck)	155	34	19	12*	35	31	69
Rheintal bei Straßburg (Langenbeck)	89	30	19	15*	36	34	66
Rheintal bei Mainz und Odenwald (Langenbeck)	280	39	17	8*	36	25	75
Rhonebassin (Perrey)	182	35	17*	19	29	36	64
Frankreich (Perrey und Fuchs)	818	33	23	18*	26	41	59
Belgien (Lancaster)	98	35	22	18*	25	40	60
Großbritannien (Davison)	116	40	16*	23	21	39	61
Skandinavien (Perrey und Thomassen)	542	32	24	20*	25	44	57
Neu-England (Brigham)	231	35	20	19*	26	39	61

Tabelle XXIX. Monatliche Verteilung der Bebenhäufigkeit.

Gebiet	Prozente der Jahressumme					
	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni
Griechenland und Türkei	8,9	10,5	13,4	7,7	7,7	5,9*
Krain und Kärnten . . .	17,7	10,1	8,3	8,6	5,8	5,8
Niederösterreich	16,2	14,2	6,1	8,8	4,7*	8,1
Italien	7,7	6,2*	9,2	8,6	8,5	6,6
Schweiz	12,2	11,6	11,2	9,7	4,7	4,3
Oberrheinische Tiefebene	11,8	11,2	8,5	4,5	8,6	2,2*
Frankreich	11,2	11,0	8,8	8,3	5,7	5,6*
Belgien	14,3	13,3	10,2	7,1	5,1	7,1
Großbritannien	12,1	5,1	6,9	3,5	5,1	3,5
Skandinavien	14,2	9,2	9,6	6,6	7,6	5,4*

Gebiet	Prozente der Jahressumme					
	Juli	August	Septbr.	Oktbr.	Novbr.	Dezbr.
Griechenland und Türkei	6,2	7,5	5,8	12,0	8,2	6,2
Krain und Kärnten . . .	5,1	3,5*	6,3	7,1	9,1	12,6
Niederösterreich	4,7*	8,1	9,5	6,8	5,4	7,4
Italien	8,6	5,8	8,7	11,1	9,0	9,9
Schweiz	3,3*	3,8	9,5	9,0	6,9	13,7
Oberrheinische Tiefebene	4,5	3,5	6,8	8,5	17,6	12,3
Frankreich	6,6	6,1	8,6	7,5	9,4	11,2
Belgien	3,1*	8,2	11,2	6,2	7,1	7,1
Großbritannien	4,3	15,5	3,5	1,7*	15,5	23,3
Skandinavien	5,9	8,5	9,4	6,8	8,3	8,5

Hieraus läßt sich trotz des geringen Tatsachenmaterials doch schon die Gesetzmäßigkeit ableiten, daß überall die Erdbebentätigkeit in der kalten Jahreszeit eine regere ist als in der warmen. Am stärksten ist dieser Gegensatz der Bebenhäufigkeit in Skandinavien, West- und Mitteleuropa; so fielen auch von den 75 Erdbebentagen, welche von 1875 bis 1897 im sächsischen Vogtlande[1]) beobachtet wurden, 66 auf die Zeit von September bis März und nur 9 auf die Zeit von April bis August.

[1]) Obwohl man bei der Ableitung der Erdbebenperiode die „Erdbebenschwärme“ für gewöhnlich ausschließt, weil durch sie einem kurzen Jahresabschnitte eine so hohe Zahl zufallen kann, daß letztere eine Erhebung der Jahreskurve vortäuscht, die in Wirklichkeit vielleicht nicht besteht, so ist trotzdem dieser einzelne Fall angeführt worden, weil die Länge der Jahre (23) doch schon einen Ausgleich und damit das Zurücktreten der Zufälligkeiten erwarten läßt.

Nicht so scharf ausgeprägt, wenn auch immerhin noch vorhanden, ist dieser Gegensatz in Südeuropa infolge der dort zahlreich auftretenden vulkanischen Erdbeben.

Die **Ursache** für diese Gesetzmäßigkeit in der Auslösung seismischer Vorgänge führt man auf Bewegungen der Atmosphäre, das heißt der Lufthülle unserer Erde, zurück. Diese können aber naturgemäß ausschließlich als sekundäre Ursachen in Betracht kommen; denn der durch die Luftdruckänderungen hervorgerufene Wechsel in der Belastung der äußeren Erdrinde ist nicht bedeutend genug, die Erderschütterungen direkt zu erzeugen, selbst wenn man berücksichtigt, daß ein Steigen des Barometers um 1 mm einer Druckzunahme von 13,6 Millionen Kilogramm pro Quadratmeter entspricht. Wohl aber kann er in Gegenden, die sich im Zustande seismischer Unruhe befinden, oder in denen sonst die Vorbedingungen zu einer Erderschütterung gegeben sind, deren Auftreten beschleunigen oder den Grad der Heftigkeit erhöhen. Namentlich wird es zur Auslösung eines Spannungsverhältnisses kommen, sobald auf den beiden Seiten einer Bruchlinie der Unterschied des Luftdruckes einen genügend bedeutenden Grad erreicht; infolgedessen kommen hierbei, wie T. Ch. Thomassen[1]) zeigt, sogar die Luftdruckverhältnisse in größerer Entfernung vom Epizentrum zur Geltung.

Diese Erwägungen finden ihre Stütze in den beobachteten Tatsachen. Die Bearbeitung langjährigen Beobachtungsmateriales hat S. Günther[2]) zu folgender Annahme geführt: „Nicht die absolute Größe der baro-

Tabelle XXX. **Monatliche Verteilung von Bebenhäufigkeit und Luftdruckunterschieden in Europa.**

Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	Oktober	November	Dezember
Häufigkeit der Erdbeben, 306 bis 1842.											
147,7	138,6	119,4	104,6	94,7*	95,4	100,4	101,8	110,2	110,9	123,7	136,4
Luftdruckunterschiede in Millimetern, Richtung SE—NW; 2820 km.											
12,6	8,0	4,2	1,6	—0,2*	0,6	0,4	1,5	5,3	9,2	6,0	9,3

[1]) T. Ch. Thomassen: „Erdbeben in ihrer Beziehung zum Luftdruck". In Bergens Museums Aarbog for 1893. Referat von J. Hann in der Meteorologischen Zeitschrift 1895, S. 240.

[2]) S. Günther: „Luftdruckschwankungen in ihrem Einflusse auf die festen und flüssigen Bestandteile der Erdoberfläche", in Gerlands „Beiträgen zur Geophysik", II. Band, I. Heft; Stuttgart 1894.

metrischen Veränderung, wohl aber die Veränderung im Gradienten[1]) begünstigt den Eintritt von Erderschütterungen", wobei C. G. Knott[2]) noch ganz besonderes Gewicht auf die Steilheit des Gradienten gelegt wissen will. Sehr klar bringt die Wechselbeziehungen zwischen den Erdbeben und den barometrischen Gradienten die vorstehende, von F. Seidl[3]) zusammengestellte Tabelle XXX zum Ausdrucke.

Man erkennt daraus deutlich, daß die größte Bebenhäufigkeit des Jahres auf den Monat Januar (147,7) entfällt, und alsdann rasch sinkt, um bereits im Mai das Minimum (94,7) zu erreichen; den übrigen Teil des Jahres steigt sie hierauf wiederum an bis zum winterlichen Höhepunkt. Das Luftdruckgefälle ist das ganze Jahr hindurch vom Festlande gegen den Nordatlantischen Ozean gerichtet; es ist am größten im Januar, sinkt dann, um im Monat Mai zu gunsten eines unbedeutenden entgegengesetzten zu verschwinden, und wächst hierauf wieder bis zum winterlichen Höhepunkt. Wie man sieht, wächst und sinkt die Häufigkeit der Erdbeben Europas in demselben Sinne wie die Intensität der Luftbewegung, welche durch den Gradienten in der betrachteten Hauptrichtung angeregt und unterhalten wird.

Natürlich kommt die hier besprochene jährliche Periode der Bebenhäufigkeit am meisten in Ländern mit vorwiegend tektonischen Erdbeben zum Ausdruck, während sie mit dem Vorherrschen der vulkanischen Beben mehr und mehr verwischt wird; man vergleiche nur Italien und Griechenland in den Tabellen XXVIII und XXIX mit den übrigen. Ein sprechendes Beispiel hierfür haben wir in dem seismischen Verhalten Japans. Omori[4]) leitete nämlich aus 18279 einzelnen Erdbebenbeobachtungen, die innerhalb von 27 Jahren an 26 Stationen angestellt worden sind, die jährliche Periode der Bebenhäufigkeit dieses Inselreiches wie folgt ab (siehe Tabelle XXXI):

Es ergab sich, daß eine Anzahl von Stationen (Gruppe A) die größte Erdbebenhäufigkeit im Winterhalbjahre, namentlich um die Frühlingszeit, eine Anzahl (Gruppe B) aber das Maximum im Sommer

[1]) Unter dem barometrischen Gradienten oder dem Luftdruckgefälle versteht man die Luftdruckunterschiede zweier Orte, deren Verbindungslinie zu den Isobaren (den Verbindungslinien aller Orte mit gleich hohem Barometerstande, bezogen auf den Meeresspiegel und 0° C) senkrecht steht und deren Abstand einen Äquatorgrad = 111 km beträgt. Je größer der Gradient ist, desto näher liegen die Isobaren beieinander und um so stärker muß der Wind sein; daher ist der Gradient auch das Maß für die Störung des atmosphärischen Gleichgewichtes.

[2]) C. G. Knott: „Earthquake Frequency". Im IX. Bande der Transactions of the Seismological Society of Japan.

[3]) F. Seidl: „Beziehungen zwischen Erdbeben und atmosphärischen Bewegungen". In den Mitteilungen des Musealvereins für Krain; Laibach 1895.

[4]) F. Omori: „Annual and diurnal Variation of seismic Frequency in Japan". In Nr. 8 der Publications of the Earthquake Investigation Committee in Foreign Languages; Tokyo 1902.

Tabelle XXXI. Häufigkeit der Erdbeben in Japan.

	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August
Gruppe A, 15 Stationen .	5,65	4,52	5,47	5,99	5,07	3,90	3,33*	3,90
Gruppe B, 11 Stationen .	3,13*	3,20	3,70	4,81	3,99	4,48	5,03	5,57

	September	Oktober	November	Dezember	Frühling	Sommer	Herbst	Winter
Gruppe A, 15 Stationen .	3,52	4,28	3,37	3,57	16,53	11,04*	11,74	13,74
Gruppe B, 11 Stationen .	3,78	4,06	4,24	3,46	12,50	15,98	12,08	9,79*

aufweist. Die Stationen der Gruppe A, welche in der nordwestlichen Hälfte von Hokkaido und im ganzen Westen Japans gegenüber dem asiatischen Kontinente gelegen sind, werden von Erdbeben mit auf dem Festlande liegenden Herden heimgesucht; hier steht die Bebenhäufigkeit in direkter Beziehung zu den Luftdruckverhältnissen über dem festen Lande, derart, daß die periodischen Störungen in der Erdrinde bloß durch die regelmäßigen und stetigen, wenn auch an sich unbedeutenden Änderungen des Luftdruckes bewirkt werden. Dagegen ist die sommerliche Bebenhäufigkeit der Gruppe B, deren Stationen sich in dem östlichen, dem Stillen Ozean zugekehrten Teile des Inselreiches, also der anderen Hälfte von Hokkaido und im nördlichen Japan befinden, auf unterseeische (submarine) Vorgänge zurückzuführen, welche oft im Südosten von Hokkaido oder im Osten von Nordjapan in der Tuskaroratiefe stattfinden; der Gradient kommt für diese Orte nicht in Betracht, weil die innere Reibung der Wassermassen dessen Wirkungen schon in verhältnismäßig kleiner Tiefe vollständig aufhebt.

Die zuerst von Baglivi und Toaldo, späterhin von A. Perrey, J. Schmidt, R. Falb und C. G. Knott vertretene Ansicht, die Mondkonstellationen übten auf die Erdbebentätigkeit einen bestimmenden Einfluß aus, findet heute in der Fachwelt wohl kaum mehr einen Anhänger, namentlich infolge der verdienstvollen kritischen Beleuchtung durch R. Hoernes[1]), F. de Montessus de Ballore u. a.

[1]) R. Hoernes: „Die Erdbebentheorie R. Falbs“, S. 55; Wien 1881.

2. Tägliche Periode. Für die Verteilung der Erdbeben auf die einzelnen Tagesstunden hat sich bis jetzt noch keine Gesetzmäßigkeit mit Sicherheit ableiten lassen.

Meist begegnet man der Ansicht, daß die Erdbeben in gleicher Weise und Häufigkeit sowohl am Tage als in der Nacht vorkämen, also an keine besondere Tageszeit gebunden seien. F. de Montessus de Ballore[1]) hat sich auf Grund sehr umfangreicher und gründlicher statistischer Untersuchungen, welche nicht weniger als 104 auf der ganzen Erde verteilte Länder und Landstriche umfassen, gleichfalls zu dieser Ansicht bekannt, und selbst das japanische[2]) Beobachtungsmaterial, welches auf instrumentellen Beobachtungen beruht, brachte kein anderes Ergebnis. Wohl glaubt man gefunden zu haben, daß im allgemeinen nachts die Erdbeben häufiger von den Menschen verspürt würden als tagsüber, wie dies ein willkürlich aus vielen herausgegriffenes Beispiel[3]) zeigt:

Tabelle XXXII. Häufigkeit der in der Schweiz während der Jahre 1880 bis 1891 bekannt gewordenen Erdbeben nach Tagesstunden.

Vormittags											
Mittern. bis 1	1—2	2—3	3—4	4—5	5—6	6—7	7—8	8—9	9—10	10—11	11 bis Mittag
43	39	44	48	46	41	27	21	11	10	11	19

Nachmittags											
Mittag bis 1	1—2	2—3	3—4	4—5	5—6	6—7	7—8	8—9	9—10	11—12	11 bis Mittern.
10	10	11	9*	11	20	15	13	19	37	33	37

Aber diese Erscheinung führt man durchweg darauf zurück, daß in der Stille der Nacht selbst jene schwächeren Erdstöße bemerkbar würden, welche im Getriebe des Tages der Aufmerksamkeit der Beobachter entgingen; zudem trüge die horizontale Ruhelage des Menschen,

[1]) F. de Montessus de Ballore: „Étude sur la répartition horaire diurne-nocturne des séismes et leur prétendue relation avec les culminations de la lune". Im XXII. Bande der Archives des Sciences physiques et naturelles; Genf 1889.

[2]) F. Omori: „Annual and diurnal Variation of seismic Frequency in Japan". In Nr. 8 der Publications of the Earthquake Investigation Committee in Foreign Languages; Tokyo 1902.

[3]) J. Früh: „Die Erdbeben der Schweiz in den Jahren 1888 bis 1891". Im Jahrgang 1891 der Annalen der schweizerischen meteorologischen Zentralanstalt; Zürich 1892.

weil sie für die Übertragung der Bodenbewegung auf den Körper die geeignetste ist, mit dazu bei, nachts die Empfindlichkeit gegen Erdbebenstöße zu erhöhen. Das Zutreffen dieser Annahme hat de Montessus an mehreren Beispielen durchgeführt, wozu er Länder mit verschiedenartigen Lebensbedingungen der Einwohner heranzog. Abweichungen von dieser Regel, wie sie die italienischen instrumentellen Beobachtungen ergeben, glaubt de Montessus auf Störungen der Seismometerkurven durch menschlichen Verkehr und anderes mehr erklären zu können, wodurch der Eindruck von Erdbeben zu Zeiten hervorgerufen würde, wo in Wirklichkeit keine erfolgt seien.

Trotz- und alledem haben sich in der letzten Zeit die Ansichten mancher Erdbebenforscher in diesem Punkte geändert, indem diese annehmen, das nächtliche Maximum der Bebenhäufigkeit beruhe auf der Tatsache des häufigeren Vorkommens und nicht auf nächtlicherweise gesteigerter Empfindlichkeit des Menschen.

So hat H. Credner[1]) bereits im Jahre 1898 ausdrücklich darauf hingewiesen, daß die sächsischen und mit ihnen die vogtländischen Erdbeben des Zeitraumes 1889 bis 1897 eine ausgesprochene tägliche Periode aufweisen, indem diese sich sowohl in ihrer Zahl, als auch in ihrer Stärke auf den Tagesabschnitt von 8 Uhr abends bis 8 Uhr morgens, und zwar namentlich auf die Zeit von Mitternacht bis früh 8 Uhr verdichten. Wie schroff dieser Gegensatz der Bebentätigkeit zwischen Tages- und Nachtzeit war, erhellt am besten daraus, daß sich unter 36 sächsisch-böhmischen Erdbeben nicht weniger als 31 in der Zeit zwischen 8 Uhr abends und 8 Uhr morgens ereigneten, und von diesen wieder 21 in dem Zeitraum von Mitternacht bis 8 Uhr früh; von 21 vogtländischen Beben ist nur ein einziger, ganz örtlicher Stoß in der mittäglichen Hälfte des Tages erfolgt, während 20 in den nächtlichen Abschnitt fallen. Dabei gehören sämtliche stärkere und ausgedehntere Erdbeben der Nachtzeit an, wohingegen die 5 überhaupt am Tage erfolgten Erschütterungen an Stärke und Ausdehnung ganz in den Hintergrund treten. Zieht man nun noch in Betracht, daß gerade schwächere Beben durch den Schlaf der Bewohner häufig der Wahrnehmung entgehen, so liegt die Annahme nahe, daß sich auch bei nächtlich unausgesetzter Beobachtung das Verhältnis der zeitlichen Verteilung noch mehr zu Ungunsten des Tages verschieben würde. Diese Periodizität zu verallgemeinern oder einen Schluß auf deren Ursächlichkeit zu ziehen, hält Credner jedoch für verfrüht.

---

[1]) H. Credner: „Die sächsischen Erdbeben während der Jahre 1889 bis 1897, insbesondere das sächsisch-böhmische Erdbeben vom 24. Oktober bis 29. November 1897". Nr. IV. des XXIV. Bandes der Abhandlungen der mathematisch-physikalischen Klasse der Königl. Sächsischen Gesellschaft der Wissenschaften; Leipzig 1898.



Neuerdings gelangte nun auch R. D. Oldham [1]) und zwar unter Zugrundelegung der instrumentellen Beobachtungen zu Shillong während des Zeitraumes vom August 1897 bis Ende 1901 zu der Überzeugung, daß in der Verteilung der Erdbebenereignisse auf die einzelnen Tagesstunden tatsächlich eine Periodizität nachweisbar sei. Denn in der Provinz Assam traten während des bezeichneten Zeitraumes die häufigsten Beben zwischen 10 und 11 Uhr nachts und zwischen 6 und 7 Uhr morgens auf, wobei Oldham ausdrücklich hervorhebt, daß diese Erscheinung nicht auf etwaige Zufälligkeiten zurückzuführen sei. Diese flutartige Periodizität brachte ihn auf die Vermutung, daß vielleicht doch ein Zusammenhang zwischen der Erdbebenhäufigkeit und der Stellung der Himmelskörper bestehe. Mit Rücksicht auf das geringe und unvollständige Beobachtungsmaterial müssen jedoch die Schlußfolgerungen Oldhams, wie er selbst betont, als vorübergehende gelten, die eine Richtigstellung durch eine längere, etwa 20jährige, instrumentelle Beobachtungsreihe von tropischen Stationen erheischen.

VIII. Einwirkungen der Erdbeben auf die Erdoberfläche.

Man ist mit S. Günther [2]) wohl ohne Bedenken zu sagen berechtigt: „Jedes, auch das schwächste Erdbeben wird von gewissen Veränderungen in der Gestaltung der Landoberfläche begleitet; indessen machen sich dieselben meist nur in engerem Bezirke geltend, und tiefgreifende morphologische Umwälzungen gehören zu den Seltenheiten." Verschiedene Erscheinungsformen dieser Erdbebenwirkungen sind bereits in den kurzen Bebennotizen auf S. 22 bis 39 namhaft gemacht worden; jedoch sollen dieselben hier in ihrer Gesamtheit des Näheren beleuchtet werden.

Man kann die Folgewirkungen der Erdbeben, sofern sie sich auf die natürlichen Bodenverhältnisse beziehen, in drei Gruppen zusammenfassen:

1. Augenblickliche und rasch vorübergehende Veränderungen der Erdoberfläche.
2. Schnell auftretende, aber tief einschneidende (akute) Umgestaltungen, welche das Aussehen und die Oberflächenbeschaffenheit eines Landstriches dauernd beeinflussen.
3. Langsame (chronische) Veränderungen, welche nur durch exakte Messungen nachweisbar sind.

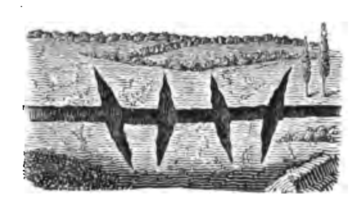
[1]) R. D. Oldham: „On tidal Periodicity in the Earthquakes of Assam". Journal of the Asiatic Society of Bengal, Band LXXI, 1902. Nach einem Referat von Bracic in der Monatsschrift „Die Erdbebenwarte", Jahrgang II, Heft 7 u. 8.

[2]) S. Günther: „Handbuch der Geophysik", Bd. 1, S. 453; Stuttgart 1897.

Naturgemäß läßt sich zwischen den unter 1. und 2. zu erörternden Oberflächenveränderungen keine ganz scharfe Grenze ziehen.

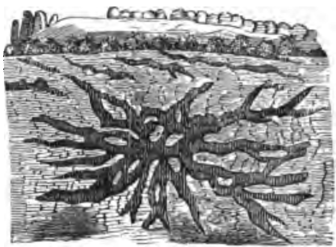
1. Augenblickliche und rasch vorübergehende Veränderungen der Erdoberfläche. Hierhin hat man eine Reihe von Erscheinungen zu rechnen, welche in mehr oder minder ausgebildeter

Fig. 26.



Bodenspalten.

Fig. 27.

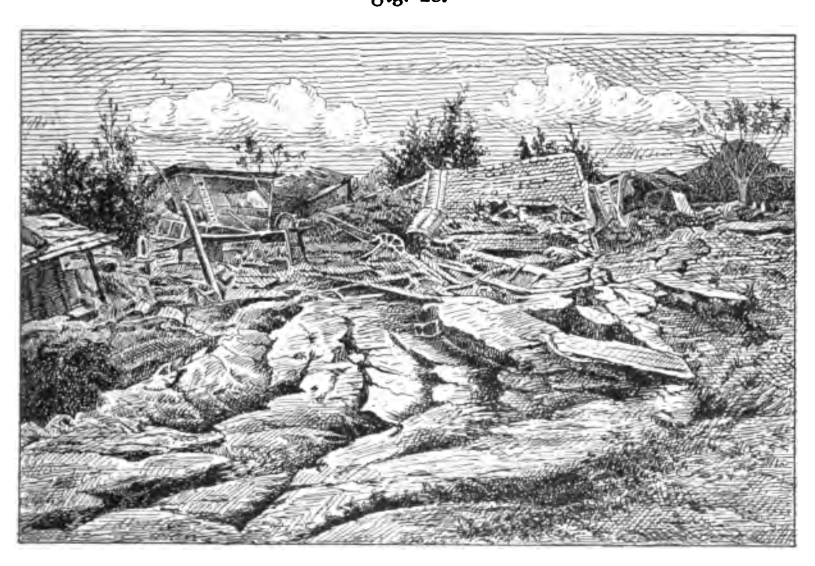


Radiale Bodenspalten.

Form bei der Mehrzahl der Erdbeben beobachtet werden; als solche sind zu nennen:

a) Spaltenbildungen. Der Boden klafft, oftmals auf beträchtliche Entfernungen hin, mehr oder minder breit auf, Fig. 26, 27, 28 u. 31, um

Fig. 28.

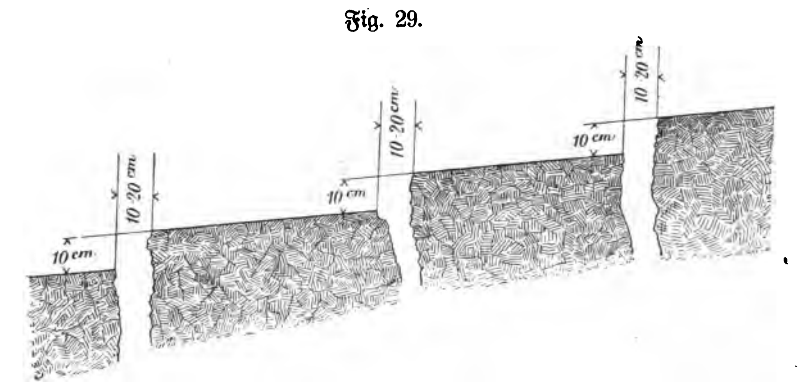


Bodenspalten im Neotale, verursacht durch das Mino=Owari=Beben des Jahres 1891. Nach B. Kotô.

sich nach einiger Zeit, manchmal auch sofort, von selbst wieder zu schließen. Solcher Spalten liegen bisweilen mehrere nebeneinander (Fig. 28), in

gleicher Richtung verlaufend, bisweilen kreuzen sie sich, das Land in Schollen zerstückelnd. In einzelnen Fällen, besonders ausgeprägt gelegentlich des kalabrischen Erdbebens vom Jahre 1783, hat man Spalten beobachtet, welche von einem Punkte aus radial nach allen Seiten hin verlaufen,

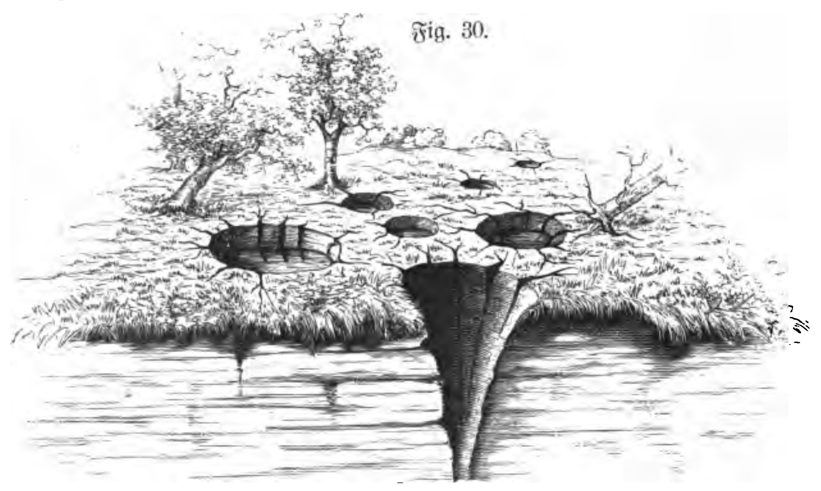
Fig. 29.



Schnitt durch parallele, mit Senkungen verbundene Bodenspalten. Nach A. Faidiga.

Fig. 27. Manchmal senkt sich auch das Erdreich auf der einen Seite einer Spalte; ein instruktives Beispiel hierfür veranschaulicht Fig. 30, ein Profilschnitt durch den Fahrweg von Trilj nach Voignić nach dem Sinjaner Beben vom 2. Juli 1898, welcher keiner besonderen Erläuterung bedarf.

Fig. 30.



Rundlöcher, beobachtet nach dem kalabrischen Erdbeben des Jahres 1783.

Sobald diese Spaltenbildungen tiefer reichen und die das Grundwasser führenden Schichten treffen, haben sie Veränderungen in den Wasserläufen zur Folge. Quellen trüben sich, versiegen, erscheinen an

anderer Stelle wieder, die Wassermenge nimmt ab oder zu, die Temperatur des Wassers sinkt oder steigt. Häufig sind diese Änderungen nur vorübergehend, und die früheren Zustände stellen sich nach einiger Zeit wieder her.

b) Rundlöcher oder Erdfälle. Dies sind kreisförmige, einem umgekehrten Kegel gleichende Löcher, Fig. 30, meist in der Größe von Karrenrädern, bisweilen auch von erheblich größerem Durchmesser. Ihr Rand zeigt häufig sternförmig ausstrahlende Ränder. In der ihr unteres Ende bildenden Röhre steigt das Grundwasser auf bis nahe

Fig. 31.



Sandkrater, beobachtet nach dem achäischen Erdbeben des Jahres 1861. Nach J. Schmidt.

zum Rande, so daß sie in diesem Falle Quellen ähnlich sehen. Führt das Wasser reichlich Sand mit sich, so bleibt dieser zurück, nachdem sich das Wasser wieder verlaufen hat.

c) Sandkegel und -krater. Wenn in den vorbesprochenen Rundlöchern der nasse Sand schnell und unter starkem Drucke aufwärts getrieben [1]) wird, dann kann er sich zu Sandkegeln auftürmen. Treten hierzu noch mächtige Wasserstrahlen und gewaltsam ausgestoßene Gasblasen, so kommt es zur Bildung von Kratern auf diesen Kegeln, aus

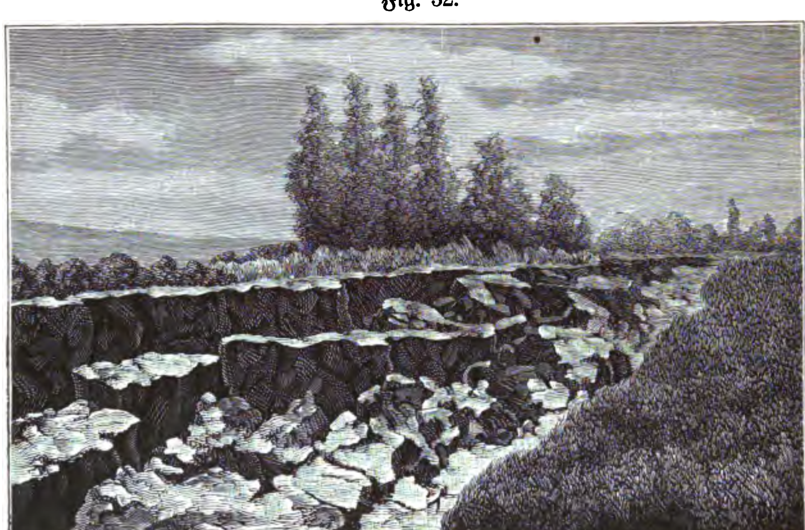
[1]) G. Pexidr: „Beitrag zur Kenntnis der durch das Erdbeben vom 9. November 1880 hervorgebrachten Erscheinung der Sandschlammauswürfe auf den Erdspalten bei Reznik und Drenje". Agram 1880.

denen die flüssige Masse ausgeworfen wird; besonders schön ausgebildete derartige Sandkrater, Fig. 31 (a. v. S.), beobachtete J. Schmidt[1]) gelegentlich des achäischen Erdbebens vom Jahre 1861. Der Basisdurchmesser solcher Kegel schwankt zwischen einigen Zentimetern und 20 m.

2. **Schnell auftretende, aber tief einschneidende (akute) und dauernde Umgestaltungen.** Wenn starke Erdbeben in Ländern von geeigneter tektonischer Beschaffenheit auftreten, dann kommt es zu Umgestaltungen der oberen Erdrindenschichten, welche, im Gegensatze zu den vorbesprochenen, sowohl in weit großartigerem Maßstabe auftreten, als auch von dauernder Wirkung sind. Zu diesen gehören:

a) Bildungen von Klüften. Die Erdspalten, vgl. etwa Fig. 32, welche sich in solchen Fällen öffnen, nehmen oftmals ganz bedeutende Längen-,

Fig. 32.



Erdklüfte, hervorgerufen durch das Mino-Owari-Beben des Jahres 1891. Nach B. Koto.

Breiten- und Tiefenausdehnungen an, so daß sie Menschen und Tiere, Saaten und Gebäude zu verschlingen vermögen. Beispielsweise wurden gelegentlich des großen kalabrischen Erdbebens vom Jahre 1783 zu Cannamaria vier Pachthöfe, einige Ölmagazine und mehrere große Wohnhäuser von einem Schlunde ganz und gar verschlungen, so daß auch keine Spur von ihnen übrig blieb. Man hat, namentlich in Japan, Indien, Italien und Griechenland im Gefolge von Erdbeben Klüfte entstehen sehen, welche bei einer Länge von 50 und mehr Kilometern eine

---

[1]) J. Schmidt: „Studien über Vulkane und Erdbeben“. II. Teil; Leipzig 1881.

Breite von vielen Metern besaßen, und sich dabei in Tiefen bis zu 100 m erstreckten. Naturgemäß können auch hier Abrutschungen auftreten. Die der Untersuchung B. Kotôs[1]) über das Mino-Owari-Beben vom 28. Oktober 1891 entnommene Fig. 32 veranschaulicht derartige tiefer greifende tektonische Umänderungen der Erdrinde ganz vorzüglich. Die Erde ist aufgewühlt, wie wenn eine gigantische Pflugschar über sie hinweggegangen wäre; das ganze Erdreich auf der Ost-

Fig. 33.



Horizontale Verbiegungen an Eisenbahnschienen bei Rangapara, hervorgerufen durch das indische Erdbeben vom Jahre 1897. Nach R. D. Oldham.

seite jener Bruchspalte ist nicht nur beträchtlich abgesunken, sondern es ist auch zugleich jeder Oberflächenpunkt um 1 bis 2 m in nordwestlicher Richtung seitlich verschoben worden. Die Entstehung derartiger Bodenklüfte ist durchweg darauf zurückzuführen, daß sich unterirdische Dislokationen längs bedeutender Verwerfungsspalten bis zur Erdoberfläche fortsetzen; infolgedessen durchsetzen sie, wie beispielsweise beim japanischen Mino-Owari-Beben des Jahres 1891 (vgl. S. 50), ganze Gebirgszüge,

[1]) B. Kotô: „On the Cause of the Great Earthquake in Central Japan 1891“. Tokyo 1893.

wobei vertikale Verschiebungen auftreten können. Daß sich solche Klüfte nicht innerhalb kurzer Zeiträume schließen können, ist direkt einleuchtend.

Flußläufe verschwinden manchmal in solchen Spalten, so daß das alte Bett trocken zu liegen kommt.

b) Geländeverschiebungen. Längs den Spalten ereignen sich bisweilen wagerechte Verschiebungen des Geländes von mehreren Metern, wobei alles darauf befindliche, Lebewesen, Gewächse und Gebäude, manchmal ohne irgend welchen Schaden zu nehmen, mit fortgetragen wird. Auch hierfür bietet das Mino-Owari-Beben ein ausgezeichnetes Beispiel, wie Fig. 34 zeigt. Zu Quetta in Nordbeludschistan wurden 1892 infolge einer Geländeverschiebung, hervorgerufen durch ein Erdbeben, Eisenbahnschienen geknickt und gestaucht, so daß man bei der Neulegung der Strecke eine Kürzung von 80 cm und eine Senkung der einen Seite um 30 cm fand. Ähnliches zeitigte das ostindische Erdbeben vom 12. Juni 1897, wie beigegebene Fig. 34 veranschaulicht.

c) Bergstürze und Bergschlipfe. Derartige Massenbewegungen [1]) treten im Gefolge von Erdbeben nur dann auf, wenn lockerer, vom Regen durchweichter Boden festen Gesteinsmassen aufliegt. Ein bemerkenswertes Beispiel ist der während des ostalpinen (villacher) Erdbebens vom 25. Januar 1348 entstandene Bergsturz am Dobratsch, wobei zwei Marktflecken und 17 Dörfer unter den Trümmern begraben wurden. Bei dem kalabrischen Erdbeben vom Jahre 1783 wurde in der Nähe von Seminara ein großer Oliven- und Obstgarten 200 Fuß weit weg in ein 60 Fuß tiefes Tal geführt; ein kleines bewohntes Haus, welches auf der ins Tal gerutschten Masse stand, blieb auf derselben, ohne beschädigt zu werden und ohne Nachteil für die Bewohner, stehen und die Olivenbäume fuhren fort zu wachsen, obgleich sie nun in einem Tale standen, und gaben dasselbe Jahr reiche Ernte. Neuerdings wurde R. D. Oldham [2]) zufolge gelegentlich des oben genannten ostindischen Erdbebens vom Jahre 1897 im Gebirgslande an vielen Stellen die Humusschicht von ihrem felsigen Untergrunde losgelöst und glitt samt Wald und Busch in die Täler hinab, so daß die vordem in tropischer Pflanzenpracht grünenden Hügelreihen nunmehr auf Strecken von vielen Kilometern hin kahl und öde dastanden. Namentlich auch in der Nähe des Meeres, an Fluß- und Seeufern kommen solche Abrutschungen gern vor.

Durch derartige Vorkommnisse können unter Umständen ganze Flußläufe aus ihrer ursprünglichen Richtung abgelenkt werden, oder durch Stauwirkungen wird Veranlassung zu Überschwemmungen und See-

---

[1]) Hierfür vgl. namentlich A. Penck: „Morphologie der Erdoberfläche". I. Band; Stuttgart 1894.

[2]) Im 29. Bande der Memoirs of the Geological Survey of India. Vgl. die Referate von J. Walther in Nr. 1 der Naturwissenschaftlichen Wochenschrift 1901, sowie von Binder im I. Jahrgang, S. 151 bis 152 der Monatsschrift „Die Erdbebenwarte".

Zu Seite 102.

Fig. 34.



Geländeverschiebung im Neotale, beobachtet im Jahre 1891. Nach B. Koto.



bildungen gegeben. Selbst bei unterirdischen Flußläufen erstreckt sich die Einwirkung derartiger Bodenverschiebungen; man sieht dann infolge der Verstopfung Schlammströme an Orten hervorbrechen, wo ihr Auftreten äußerst rätselhaft erscheinen muß, wie es z. B. bei dem großen Erdbeben des Jahres 1868 an den Abhängen der Vulkanberge Imbabura und Cotocachi (Ecuador) beobachtet werden konnte.

d) Bodensenkungen. Bei heftigen Erdbeben gehören Senkungen ganzer, aus lockerem Material bestehender Uferstreifen nicht zu den Seltenheiten. So gingen bei dem Erdbeben an der achäischen Küste vom 26. Dezember 1861 J. Schmidt zufolge ungefähr 1300000 qm von dem Küstenstreifen der Ebene verloren, etwas nördlich der Stelle, wo im Jahre 373 v. Chr. während eines Erdbebens die Stadt Helike vom Meere verschlungen worden war; mehrerenorts sah man an der Stelle des versunkenen Strandes noch Schilfhalme, Gartengesträuch, Mandel- und Ölbäume aus dem Meere hervorragen, siehe Fig. 31. Ähnliches wurde am 1. November 1755 gelegentlich des Lissaboner Erdbebens beobachtet, indem der Hafenquai mit einer großen Menschenmenge und sämtlichen dort befindlichen Schiffen 600 Fuß tief ins Meer versank. Ein sehr bemerkenswertes Beispiel ist der sogenannte „Ullahbund oder Gottesdamm“[1]), welcher während des Erdbebens vom Jahre 1819 im Ran of Kachh (Indien) entstand; dieser, etwa 50 engl. Meilen lang und stellenweise bis $20^1/_2$ Fuß hoch, bildete sich durch das Hervordringen von Grundwasser und das Nachsinken eines ganz scharf abgegrenzten Teiles des schlammigen Bodens, so daß er nur von dieser Seite her den Anblick eines Dammes bietet, sich aber an der entgegengesetzten Seite in keiner Weise kenntlich macht.

3. Langsame (chronische) Veränderungen. Ziemlich häufig begegnet man der Behauptung, daß bei irgend einem bestimmten Erdbeben größere oder kleinere Niveauänderungen, Hebungen oder Senkungen ganzer Landstriche oder Bergketten[2]) vorgekommen wären; irgend ein entfernter Höhenpunkt sei plötzlich dem Auge entschwunden, oder aber, während er vorher von dieser oder jener Stelle aus nicht sichtbar war, nunmehr sichtbar geworden. Alle derartigen Mitteilungen sind jedoch stets mit der größten Vorsicht aufzunehmen, und überhaupt darf man wegen der leicht eintretenden Selbsttäuschung nur solchen Gewicht beilegen, welche durch geodätische Nachmessung ihre Bestätigung finden.

Mit besonderer Bestimmtheit trat die Ansicht auf, einzelne Teile

---

[1]) Vgl. R. Hoernes: „Erdbebenkunde“, S. 104 bis 107; Leipzig 1893.

[2]) Beispielsweise soll durch das Walliser Erdbeben vom 9. Dezember 1755 der Simplon bedeutend niedriger geworden sein; vgl. Bertrand: „Mémoires physiques et historiques sur les tremblements de terre 1757“. Ähnliche Verschiebungen hat man bei den bekannten Erdbeben in Agram und Laibach vermutet.

der südamerikanischen Westküste hätten bei den großen Erdbeben der Jahre 1822[1]), 1835 und 1837 eine Hebung erfahren. E. Sueß[2]) hat sich nun die große Mühe genommen, das gesamte vorliegende diesbezügliche Beobachtungsmaterial einer genauen Durchprüfung zu unterwerfen, und gelangte dabei zu der Überzeugung: „Bei keiner der zahlreichen Erschütterungen des westlichen Südamerika ist eine Erhebung des Landes bemerkt worden.“ In gleicher Weise glaubt er, diesen Satz unter gewisser Einschränkung auf die Gesamterde verallgemeinern zu müssen, indem er sagt[3]): „Eine strengere Prüfung lehrt, daß bis zu dem heutigen Tage eine meßbare Ortsveränderung irgend eines Stückes des Felsgerüstes der Erde gegen ein anderes, sei es in Form einer Erhebung oder Senkung oder Verschiebung fester Gebirgsteile, nicht mit voller Beweiskraft festgestellt ist. Aber wenn auch tatsächliche Bewegung vor unseren Augen nicht erwiesen worden ist, lehren doch die zahlreichen Dislokationen, daß solche Bewegung oft und in größtem Maßstabe sich ereignet hat, und zeigen die häufigen Erderschütterungen, daß diese Vorgänge nicht beendet sind.“

Tatsächlich scheinen aber solche Niveauveränderungen doch schon sichergestellt worden zu sein. Hier sei nur auf den bekannten „Monte Nuovo“ oder „Neuen Berg“ in den Phlegräischen Feldern bei Neapel verwiesen, welchen manche, unter anderen L. v. Buch[4]), als durch eine im ganzen erfolgte Erhebung eines vordem ebenen Bodens mit Aufbrechen am höchsten Punkte der Aufwölbung entstanden wissen wollen. Den von E. Sueß[5]) gesichteten zeitgenössischen Berichten ist dagegen zu entnehmen, daß sich unter allen Schrecknissen heftiger Erdbeben- und Muterscheinungen im September 1538 jener „Neue Berg“ gebildet hat; Fig. 35 soll nach dem sehr selten gewordenen, aber durch Sueß reproduzierten Berichte Falconis[6]) ein Bild des Ereignisses geben. Unmittelbar bei der Stadt Puzzuoli befindet sich in einer schmalen, tiefgelegenen Ebene ein antiker Serapistempel; das Pflaster dieses Tempels liegt etwas unter dem heutigen Wasserstande, und drei große, aufrecht stehende Säulenschäfte zeigen bis auf etwa 3,5 m über dem heutigen Wasserstande kleine Kanäle, welche von Bohrwürmern und Seedatteln (einer Muschelart, Lithodomus) gebohrt sind, ein Grund zur Annahme, daß einmal wenigstens das Wasser einen höheren Stand angenommen haben muß als heutzutage. Noch einige weitere derartige Beispiele sind bekannt,

[1]) M. Graham: „An account of some Effects of the late Earthquakes of Chili“. In 2. Serie, I, S. 413 bis 415 der Transactions of the Geological Society 1822.

[2]) E. Sueß: „Das Antlitz der Erde“. I. Band, S. 137.

[3]) Ebenda, S. 227.

[4]) In Poggendorffs Annalen der Physik, XXXVII. Band, S. 180 ff.

[5]) E. Sueß: „Das Antlitz der Erde“. II. Band, S. 482.

[6]) Marc. Antonio delli Falconi: „Dell' incendio di Puzzuolo“; Neapel 1538.

auf welche aber hier nicht eingegangen werden soll. Nach gründlicher Durchprüfung aller Gründe für und wider kommt R. Hoernes[1]) zu dem Ergebnis: „Sicher bekannt ist nur eine positive Bewegung (Hebung), welche wahrscheinlich langsam durch eine Reihe von Jahrhunderten an-

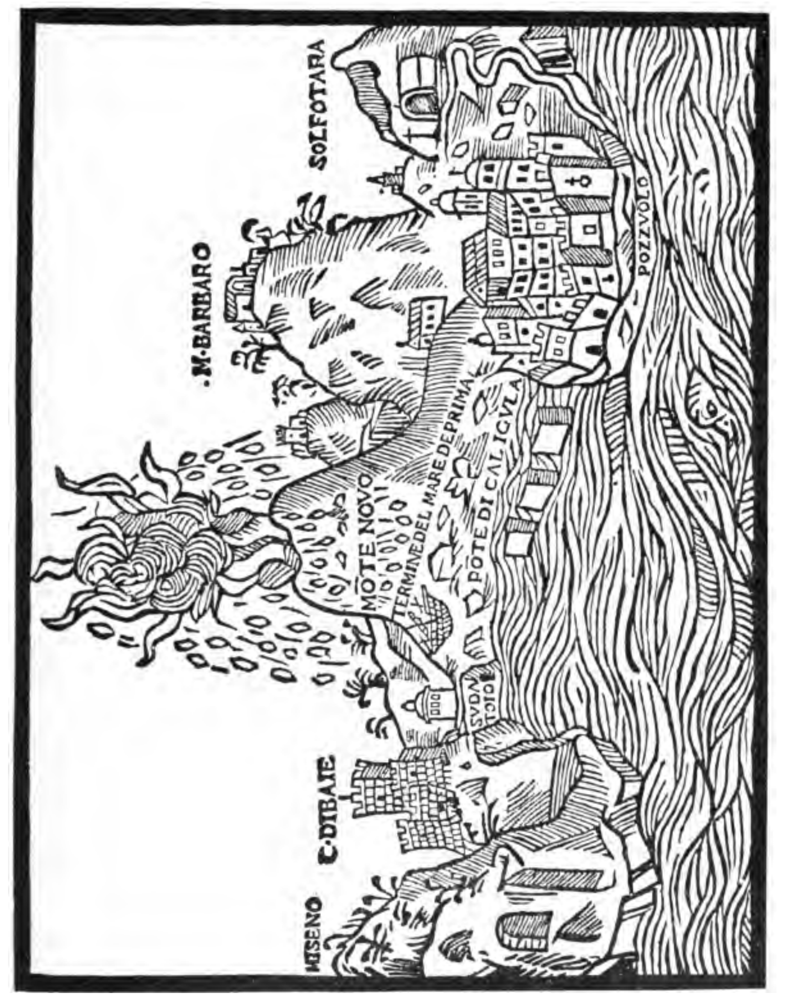


Fig. 35.

Entstehung des Monte Nuovo im Jahre 1538. Nach einem gleichzeitigen Holzschnitte von M. A. Falconi.

gedauert hat, und hoher Stand vom XIII. Jahrhundert bis 1538; dann eine plötzliche negative Bewegung (Senkung) während des Ausbruches von 1538 oder kurz vor demselben". Ferner führt A. Heim

[1]) R. Hoernes: „Erdbebenkunde", S. 249.

in einem Vortrage über die Untersuchung der Erdbeben folgendes[1]) aus: „Die dauernden Bodenverschiebungen, welche bald in horizontaler, bald in vertikaler Richtung stattfinden und wahrscheinlich bei allen Erdbeben eintreten, sind durch topographische Messungen direkt nachzuweisen. In der Schweiz haben sich schon einige Male zwischen topographischen, sehr sorgfältig ausgeführten Vermessungen, welche zwei bis drei Jahrzehnte auseinander lagen, in den Resultaten Differenzen ergeben, welche sich nicht durch Messungs- oder Rechnungsfehler haben erklären lassen". Aber auch aus neuerer Zeit scheinen nunmehr exakte Messungen vorzuliegen. Bei dem Beben vom 17. Mai 1892 auf Sumatra erlitten drei Triangulationspunkte gegeneinander eine ziemlich bedeutende Verschiebung; R. Fennema[2]) erblickt darin einen Beweis dafür, daß sich die Erdschollen an Bruchflächen gegenseitig verschoben. Das bereits mehrfach herangezogene ostindische Erdbeben des Jahres 1897 hatte nach R. D. Oldham Veränderungen der Aussichtsweite, der Sichtbarkeit einzelner Örtlichkeiten über eine weite Fläche hin zur Folge, und zwar, wie ausdrücklich betont wird, hervorgerufen durch Hebungen und nicht etwa durch Senkungen. Alle diese Veränderungen sind durch die Revision der wichtigsten Punkte des Dreiecksnetzes festgestellt, die 1897 bis 1898 vorgenommen wurde; dabei ergab sich, daß die größten Differenzen in der Entfernung der Dreieckspunkte 8 m, im Höhenunterschiede 4 m betrugen.

Infolgedessen muß nicht allein die theoretische Möglichkeit des Auftretens solcher Niveauverschiebungen unbedingt zugegeben werden, vielmehr darf man nunmehr wohl unbedenklich auch deren tatsächliches Vorkommen als einwandsfrei erwiesen ansehen.

IX. Einwirkungen der Erdbeben auf das Wasser.

Die Einwirkungen der durch Erdbeben hervorgerufenen morphologischen Veränderungen oberflächlicher Erdrindenteile auf die ober- und unterirdischen Wasserläufe, Trübungen, zeitweises Versiegen[3]) und Tem-

[1]) Zitiert ebendort, S. 102.

[2]) R. Fennema: „Vulkanische Verschijnselen in Nederlandsch-Indië". Im 56. Bande, 1897, S. 59 bis 80 der Natuurkundig Tijdschrift voor Nederlandsch-Indië.

[3]) Hierbei ist jedoch zu berücksichtigen, daß derartigen Nachrichten gegenüber große Vorsicht am Platze ist, da solche sich bei näherer Nachprüfung sehr häufig als nicht den Tatsachen entsprechend erwiesen haben. Beispielsweise äußerte sich J. Jansen in seinen handschriftlichen Aufzeichnungen über die Erdbeben zu Aachen im Jahre 1756 wie folgt: „Es müssen doch viele böshafte Menschen in und aus der Stadt befunden werden, die also bös und gottlose Lügen schreiben dürfen, als wie, daß Aachen schon zum Steinhaufen liege und fast wenig Gebauw noch Menschen thäten leben, wie auch die warme Wässer, daß diese sich hätten verlaufen und in kaltes sich hätten verandert. Deswegen dan die Stadt-Doctores den 25. Mertz seind beisammen getreten, und alle warme Wasser-Brunnen allhier visitirt, und Haubtfontein

peraturänderungen von Quellen usw. wurden bereits S. 98 bis 103 des näheren erörtert. Daher soll uns an dieser Stelle nur die Art und Weise beschäftigen, wie sich die direkten Stoßbewegungen in Wasseransammlungen bemerkbar machen.

Es ist natürlich klar, daß sich die Erdbebenbewegungen von den Wandungen auf eingeschlossene Wassermassen übertragen müssen. Mit einer interessanten diesbezüglichen Beobachtung macht uns R. Langenbeck[1]) bekannt. Am 3. August 1728 wurde die ganze oberrheinische Tiefebene und ein Teil der Schweiz von einem heftigen Erdbeben erschüttert, welches am heftigsten in der Umgebung von Straßburg auftrat; das Straßburger Münster erlitt verschiedene Beschädigungen. Aus einem Wasserbehälter, welcher sich auf der Plattform des Münster befand, wurde das Wasser bis zu halber Manneshöhe empor- und 18 Fuß weit fortgeschleudert, wie eine über dem Haupteingange zum Glockenhause angebrachte Inschrift[2]) bezeugt. Ähnliches berichtet A. v. Lasaulx[3]) gelegentlich des westdeutschen Erdbebens vom 26. April 1878 für Köln. Auf dem Gerüste am dortigen Dombau befand sich in einer Höhe von etwa 120 m über dem Boden ein mit Wasser gefülltes Faß, dessen obere Öffnung etwa 1 m weit war; aus demselben wurde das Wasser bis zu einer Entfernung von 2 m herausgeschleudert, und zwar in einer so mächtigen Welle, daß die dadurch folgende Entleerung 8 cm Höhe vom Rande aus betrug. Am Domgerüste erfolgte keinerlei Be-

---

aufm Comphaus-bath laufen lassen, wobei dan das Wasser noch warmer ist als sonsten. Also hatten diese Doctores ihre Relation bei H. H. Bürgerm. abgestattet, und also gleich auf alle Orter und Länder Brief ablaufen lassen, damit ein jeder kann sehen, daß dieses alles falsch." In gleicher Weise hat auch J. Knett („Verhalten der Karlsbader Thermen während des vogtländisch-westböhmischen Erdbebens im Oktober — November 1897", Nr. VII der alten Folge der Mitteilungen der Erdbebenkommission der Kaiserl. Akademie der Wissenschaften, Wien 1898) das bei verschiedenen Erdbeben ausgestreute Gerücht von dem Nachlassen des Karlsbader Sprudels auf Grund eingehender Untersuchungen in das Gebiet der Fabel verweisen müssen.

[1]) R. Langenbeck: „Die Erdbebenerscheinungen in der oberrheinischen Tiefebene und ihrer Umgebung". Im 1. Hefte, Seite 33 der Geographischen Abhandlungen aus den Reichslanden Elsaß-Lothringen; Stuttgart 1892.

[2]) Diese Inschrift lautet:

Terrae motus
quo die III mensis Augusti MDCCXXVIII
summum templum
cum civitate nec non vicinis longe lateque provinciis
concussum fuit maxima vi
stupendum admotum
aquas ad dimidiem viri staturam evectas
ex hoc receptaculo in subjectam aream
octodecim usque pedes ejecit.

[3]) A. v. Lasaulx: „Erdbeben". In Kenngotts Handwörterbuch der Mineralogie, Geologie und Paläontologie; Breslau 1882.

schädigung. K. Sapper[1]) teilt mit, daß während des Guatémalabebens vom 18. April 1902, welches sich zwei Minuten lang rein undulatorisch äußerte, der See von S. Cristobal Niveauschwankungen von 10 cm zeigte, wohingegen sich in einem länglichen, gemauerten Wasserbehälter zu Chimalhá eine Welle von 45 cm Höhe bildete.

Wenig weiß man noch darüber, wie sich ein Erdbeben auf fließende Gewässer überträgt. Gelegentlich des durch seine außergewöhnlich weite Verbreitung ausgezeichneten niederrheinischen Erdbebens vom 29. Juli 1846, dessen Epizentrum etwas westlich von St. Goar gelegen war, berichtet J. Nöggerath[2]), daß der Rhein anschwoll und eine Stunde lang stark bewegt war. Während des Erdbebens zu Sinj vom Jahre 1898 wurde A. Faidiga zufolge am Ufer der Cetina beobachtet, wie der Fluß kleine Wellen aufwarf, und das Wasser am linken Ufer deutlich zurückschlug. Whymper[3]) hatte einmal, als er den Yukon im Kanu befuhr, Gelegenheit gehabt, die Einwirkung eines Bebens auf einen Fluß kennen zu lernen; es war ihm dabei so vorgekommen, als wenn das Kanu plötzlich mit einem Felsen oder einem feststehenden Baumstamme in Berührung gekommen wäre. Mancherlei Erwägungen, welche sich aus den Beobachtungen bei Seebeben ergeben, legen den Gedanken nahe, daß in den meisten Fällen Ähnliches zu beobachten sein wird.

Irrig ist jedoch die naheliegende und deshalb, namentlich in älteren Werken, sehr häufig vertretene Annahme, die sogenannten Erdbebenflutwellen[4]) seien die Folge der Mitteilung vom Festlande ausgehender Erdbebenenergie an die ozeanischen Wassermassen in gleicher Art, wie wir sie vorstehend in kleinem Maßstabe kennen gelernt haben. Bekanntlich versteht man unter einer solchen Erdbebenflutwelle jene mächtige Flutbewegung (Fig. 36) des Meeres, welche im Gefolge mancher Erdbeben auftritt und an den Küsten der Festländer meist größere Verheerungen anrichtet als die Erderschütterung selber; eine Reihe von Beispielen hierfür finden sich in den kurzen Bebenbeschrei-

---

[1]) K. Sapper: „Das Erdbeben in Guatémala vom 18. April 1902". Im XI. Hefte von Petermanns Geographischen Mitteilungen 1902.

[2]) J. Nöggerath: „Das Erdbeben vom 29. Juli 1846 im Rheingebiet". Bonn 1847.

[3]) Whymper-Steger: „Alaska, Reisen und Erlebnisse im hohen Norden", S. 259; Braunschweig 1869.

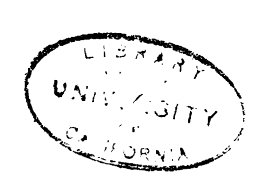
[4]) Auf Erdbebenfluten sollen sich auch die Sintfluterzählungen der verschiedenen Völker, namentlich aber die große mesopotamische Flut, zurückführen lassen. Die Vermutung, daß bei dieser Gelegenheit an der Mündung des Euphrat ein großes Erdbeben und ein Wirbelsturm zusammentrafen, wurde zuerst von E. Sueß, unterstützt von hervorragenden Assyriologen, ausgesprochen, und späterhin scheinen gewisse, genau zu kontrollierende Vorkommnisse in Vorderindien dies zu bestätigen. Vgl. E. Sueß: „Das Antlitz der Erde", I. Bd., S. 25 ff. u. 61. Näheres hierüber findet sich auch in R. Hoernes: „Erdbebenkunde", S. 428 ff.

Zu Seite 108.

Fig. 36.



Flutwelle im Indischen Ozean an der Küste von Ceylon.



bungen auf S. 22 bis 39. Besonders bekannt geworden ist die große Erdbebenflut im Pazifischen Ozean gelegentlich des Erdbebens zu Arica [1]) und Takna in Peru vom 13. August 1868, welche sich über die ganze Fläche dieses ungeheuren Meeres, also über etwa ein Drittel der gesamten Erdoberfläche ausbreitete, durch die diesbezüglichen drei Abhandlungen von F. v. Hochstetter [2]). Dieser konstruierte für diese Flut die „maritimen Homoseisten", Fig. 37 (a. f. S.); die Zahlenwerte für die Fortbewegung dieser Welle, deren einzelne Kämme beiläufig über 100 km voneinander entfernt gewesen sein sollen, sind nach den verschiedenen Richtungen hin in der nachstehenden Tabelle wiedergegeben:

Tabelle XXXIII. Die Erdbebenflut im Stillen Ozean vom Jahre 1868.

Weg der Welle	Entfernung in Seemeilen	Zeitdauer der Fortbewegung	Fortpflanzungsgeschwindigkeit in der Stunde Seemeilen	Fortpflanzungsgeschwindigkeit in der Sekunde Meter
Von Arica in Peru bis Valdivia	1420	5h 0m	284	1476,8
Von Arica in Peru bis New-Castle	7380	16h 2m	319	1658,8
Von Arica in Peru nach den Chataminseln . .	5520	15h 19m	360	1872,0
Von Arica in Peru nach der Insel Oparo 144° 17′ w. L., 27° 40′ s. Br. .	4057	11h 11m	362	1882,4
Von Arica in Peru bis Honolulu	5580	12h 37m	442	2298,4

Was nun die Entstehungsursachen dieser Erdbebenfluten anbetrifft, so ist eine Reihe von Forschern, als deren Hauptvertreter neben dem erwähnten v. Hochstetter noch E. Geinitz [3]) und v. Sonklar [4]) zu nennen sind, übereinstimmend der Ansicht, dieselben stellten die Nachwirkung auf dem Meere eines gewöhnlichen, genügend starken Erd-

[1]) Jedem der drei gefühlten Stöße schloß sich eine Überflutung des Ufers an, wobei die Häuser der Stadt wie Spielzeug um- und durcheinander geschleudert wurden.

[2]) F. v. Hochstetter: „Die Erdbebenflut im Pazifischen Ozean, August 1868". In Bd. 58 u. 60 der Sitzungsberichte der K. K. Akademie der Wissenschaften in Wien, 1868 und 1869.

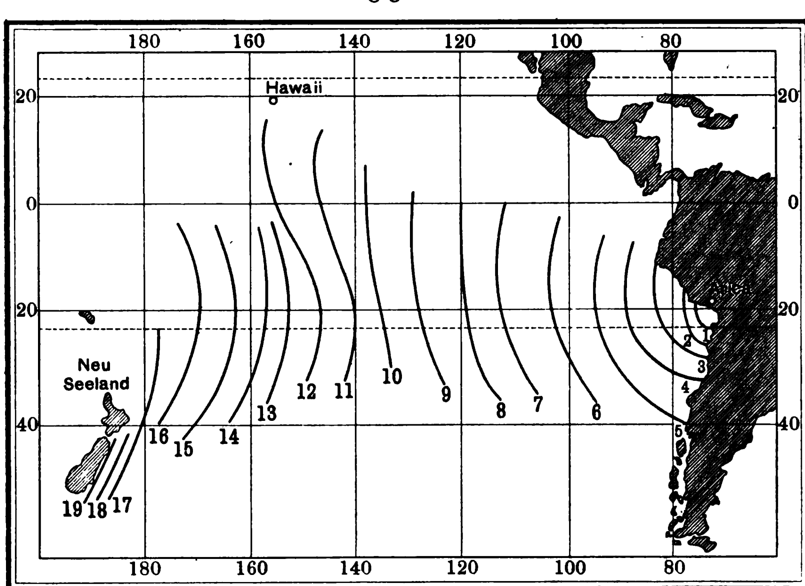
[3]) E. Geinitz: „Das Erdbeben von Iquique am 9. Mai 1877 und die dadurch erzeugte Flut im Großen Ozean". In Heft XII, 1877 von Petermanns „Geographischen Mitteilungen".

[4]) V. Sonklar: „Von den Überschwemmungen". Wien 1883.

bebens dar, dessen Epizentrum nahe der Küste oder auch in einiger Entfernung von dieser im Binnenlande gelegen ist. Indem durch ein derartiges Erdbeben der Boden des Meeres in heftige Erschütterung geriete, würde der Gleichgewichtszustand der Wassermasse mehr oder minder erheblich gestört, das Meer gerate dabei in heftige oszillierende Bewegung, die alle Tiefen desselben ergreife und sich in ähnlicher Weise wie die gewöhnliche Flut nach allen Richtungen hin fortpflanze.

Diese Ansichten sind jedoch wissenschaftlich unhaltbar. Die ausgedehnten Untersuchungen von E. Rudolph [1]) haben in aller Schärfe

Fig. 37.



Die maritimen Homoseisten der Erdbebenflut im Stillen Ozean vom 13. August 1868. Nach v. Hochstetter.

den Nachweis ihrer Unhaltbarkeit erbracht. Denn wenn sie zu Recht beständen, so müßte jedes heftige Küstenerdbeben unbedingt eine entsprechend große Flutbewegung des Meeres im Gefolge haben, was aber durchaus nicht zutrifft; im Gegenteil, in den weitaus meisten Fällen bleibt die Wasserfläche ruhig oder in demselben Zustande wie zuvor. Gleichzeitig macht Rudolph es höchst wahrscheinlich, daß die Erdbebenfluten als Folgewirkungen unterseeischer Vulkanausbrüche auftreten und somit zu den Seebeben zu rechnen sind; näher wird dies bei den Seebeben usw. ausgeführt werden. Bemerkt sei nur noch,

---

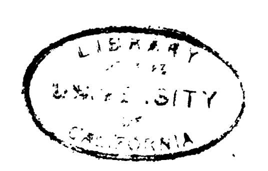
[1]) E. Rudolph: „Über submarine Erdbeben und Eruptionen." Im I., II. und III. Bande von Gerlands „Beiträgen zur Geophysik."

Zu Seite 111.

Fig. 38.



Durch das Erdbeben vom 28. Juli 1883 zerstörte Gebäude auf der Insel Ischia.



daß H. Schmidt[1]) für die vorbesprochene Erdbebenflut zu Arica des Jahres 1868 aus einer genauen Betrachtung des Flutmessers in Sydney (Neusüdwales) fand, die Annahme, das Meer sei bloß vom amerikanischen Ufer aus gestört worden, beruhe auf Täuschung; vielmehr eilte direkt von dem mitten im Pazifischen Ozean gelegenen Epizentrum aus eine erste Reihe von Wellen über den Pacific, welcher nach Verlauf einer ganz bestimmten Zeit eine zweite, vom amerikanischen Ufer zurückgeworfene, gleiche Anzahl von Wellen von gleicher Eigentümlichkeit folgte.

X. Einwirkungen der Erdbeben auf Baulichkeiten.

Für den Menschen sind unter den Wirkungen der Erdbeben von ganz besonderer Bedeutung die Zerstörungen an Gebäuden. Denn durch deren Einsturz gehen bei den großen Katastrophen die meisten Menschenleben zugrunde; wenn beispielsweise in dem erdbebenarmen Jahre 1870 in Italien durch Erdbeben 2225 Häuser zerstört, 98 Menschen getötet und 223 verwundet wurden, so waren die Tötungen und Verletzungen fast alle das Werk der einstürzenden Häuser. Dazu kommen noch die schweren Sachschäden; so betrug beispielsweise gelegentlich des kalifornischen Erdbebens vom Jahre 1868 allein der auf Mary Island (San Francisco-Bay) an der Marinewerft angerichtete Schaden 500000 Dollar.

Die hauptsächlichsten Formen der beobachteten Zerstörungen an Gebäuden sind folgende:

1. Vollständiges oder fast vollständiges Zusammenfallen der Gebäude (Fig. 38).

2. Einsturz der Giebelmauern bei Erhaltung der Seitenmauern und des Dachgerüstes (Fig. 41).

3. Erhaltung der Giebelmauern bei teilweisem Einsturze der Seitenmauern mit dem Dachgerüst (Fig. 38).

4. Zerstörung einzelner Ecken, gewöhnlich der oberen, und ganzer Kanten des Gebäudes (vergl. Fig. 18).

5. Einsturz des ganzen Mauerwerkes bei Versenkung des Dachgerüstes.

In minder schweren Fällen kommt es zur Bildung von Mauerrissen (Fig. 19) und Herabfallen des Mörtelbewurfes von Decken und Wänden (Fig. 39).

1. Einfluß der Stärke des Erdbebens. Ausdrücklich sei hier betont, daß die mehrfach ausgesprochene Ansicht, bei heftigen Erdbeben würden die Gebäude senkrecht in die Höhe geschleudert und beim Zurücksinken zertrümmert, außer in einigen wenigen extremen

[1]) H. Schmidt: „Das Flutphänomen", S. 20 ff.; Leipzig 1879.

Fällen durchaus unzutreffend ist. Für gewöhnlich macht die senkrechte Bodenbewegung eines Erdbebens nur einen Bruchteil der wagerechten aus (beispielsweise betrug bei dem Erdbeben zu Tokyo am 20. Juni 1894, wie die in Fig. 40 wiedergegebenen instrumentellen Aufzeichnungen dieses Bebens zeigen, die Größe der vertikalen nur ein Siebentel der horizontalen Komponente), so daß also im allgemeinen

Fig. 39.



Innenansicht der Kirche in Turjake nach dem Sinjaner Erdbeben des Jahres 1898. Nach A. Faidiga.

nur die Weite der horizontalen größten Beschleunigung des Erdbebens für die Größe des angerichteten Schadens ausschlaggebend ist. Beim Auftreffen einer genügend starken Erdbebenwelle machen die Gebäude den Versuch eines seitlichen Ausweichens und darauf noch die erforderlichen Gegenbewegungen, ein Zurückschnellen in die Schwerpunktslage, das oft noch zerstörender wirkt als der Stoß selbst. Infolgedessen ist es durchaus nicht erforderlich, daß die Zahl der während eines Erdbebens zerstörten Häuser seiner Stärke proportional sei; vielmehr wirken auch noch die nachstehend unter 1 und 2 besprochenen Gesichtspunkte bestimmend mit. Die hier wiedergegebene Zusammenstellung ist das Ergebnis der Mittelbildung zahlreicher diesbezüglicher Beobachtungen in Japan:

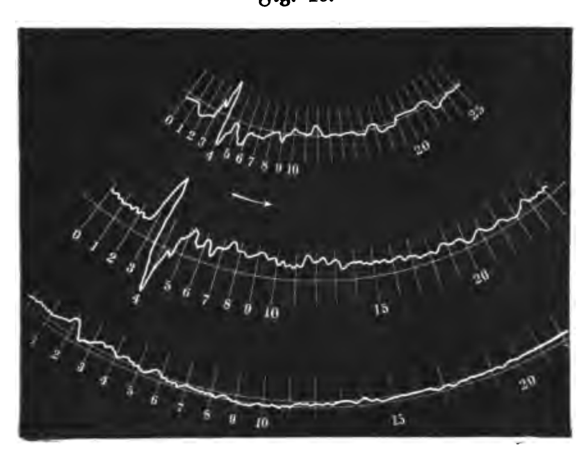
Tabelle XXXIV. **Verhältnis der Zahl zerstörter Gebäude zur Bebenstärke in Japan.**

	Die in einem Dorfe oder einer Stadt zerstörten hölzernen Gebäude in Prozenten	Größte horizontale Beschleunigung der Erdbebenbewegung
1	2 bis 3 Proz.	2600 mm pro Sek. pro Sek.
2	15 „	3400 „ „ „ „ „
3	50 „	3900 „ „ „ „ „
4	80 „	4500 „ „ „ „ „
5	100 „	unendlich

Dabei will 5 besagen, daß sämtliche Häuser selbst durch das stärkste Erdbeben nicht zerstört werden können.

2. Einfluß der Bodenbeschaffenheit. Bei örtlichen Erschütterungen werden unter sonst gleichen Verhältnissen, namentlich auch

Fig. 40.



Registrierung des Tokyo-Bebens vom 20. Juni 1894; oben die SE—NW-Komponente, in der Mitte die NE—SW-Komponente, unten die vertikale Komponente.

gleicher Bebenstärke, jene Baulichkeiten stärker in Mitleidenschaft gezogen, welche auf lockerem Boden, sei es Schotter, Geröll, Lehmboden und anderem mehr stehen, als Gebäude, die auf festem Felsboden aufgebaut sind. Daher rührt auch die so häufig beobachtete größere Sicherheit vor Zerstörungen auf Bergen und Hügeln als in den mit Alluvionen bedeckten Ebenen. Um dies verstehen zu können, denke man nach dem Vorgange von R. Hoernes[1]) auf einem Trommelfell kleine Figuren aufgestellt; ist das Trommelfell straff gespannt, so vermag das Aufschlagen eines kleinen Hämmerchens die Figuren nicht zum Umstürzen zu bringen,

[1]) R. Hoernes: „Erdbebenkunde", S. 71; Leipzig 1893.

wohingegen bei nur schlaff angezogenem Fell die Figuren bei gleichem Kraftaufwande zum Fallen gebracht werden. Trotzdem in mächtigen Ablagerungen losen Sandes der geringen Fortpflanzungsgeschwindigkeit wegen die Erschütterungen nur sehr geschwächt an die Oberfläche treten können (woraus sich beispielsweise die geringe Bebenhäufigkeit der norddeutschen Tiefebene erklärt), gestalten sich die Verheerungen durch ein Erdbeben um so stärker, wenn eine dünne lockere Bodenschicht mächtigen Felsmassen oberflächlich aufgelagert ist; denn hier werden die lockeren Massen auf der festen Unterlage emporgeschleudert wie loser Sand auf dem Resonanzboden eines Klaviers.

Neben diesen direkten Wirkungen kommen für die Beschädigung von Baulichkeiten noch indirekt die im vorigen Kapitel besprochenen morphologischen Wirkungen in Betracht, namentlich Spaltenbildungen und Bodensenkungen, welche natürlich die in ihrem Bereiche befindlichen Gebäude sehr stark in Mitleidenschaft zu ziehen vermögen. Bemerkenswerte Beispiele hierfür liefern die Zerstörungen, welche das kalifornische Erdbeben vom 21. Oktober 1868 in San Francisco anrichtete; so entstand dort unter anderem in einer Straße ein etwa 100 Fuß langer Riß, der unter einem Hause herzog, so daß letzteres auf der nördlichen Seite um zwei Fuß sank, wodurch das Gebäude in zwei Teile zerbrochen wurde und die oberen Mauern um einen Fuß auseinanderklafften.

3. **Einfluß der Gebäudekonstruktion**[1]). Alle Gegenstände auf der Erdoberfläche machen die Oberflächenbewegung gleichsam als umgekehrte Pendel mit; daher gehen die Erschütterungen des Bodens durch Erdbeben an solchen darauf befindlichen Gegenständen unschädlich vorüber, welche den Wellenbewegungen folgen können. So bleiben leichte, aus nachgiebigem und elastischem Flechtwerk bestehende Hütten, wie sie die Eingeborenen vieler Erdbebenländer aufzuführen pflegen, meist unversehrt, selbst wenn zu gleicher Zeit massive Steinbauten (Fig. 41) Schaden nehmen, indem die Macht des Stoßes das Maß der Kraft übertrifft, welche die letzteren zusammenhält.

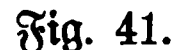
Die Standfestigkeit der Gebäude den Erdbeben gegenüber hängt zunächst von dem zum Bau verwendeten Material ab, sowie von der Art des Zusammenfügens, den Bindemitteln der einzelnen Teile usw. Tiefe, feste Grundmauern erhöhen die Standfestigkeit. Die oberen Stockwerke und zumal das Dach sollen jedoch möglichst leicht, dabei die Verbindung zwischen Dach und Haus widerstandsfähig sein; wenn das Dach schwer ist, so bleibt es bei einem plötzlichen Erdstoße infolge der Trägheit in Ruhe, aber die Mauern sind zum seitlichen Ausweichen gezwungen, so daß sie zusammenbrechen. Reihen von Türen und

---

[1]) Ausführliches hierüber findet sich in J. Milne: „Seismology", Kapitel VIII und IX (Earthquakes and Construction), S. 145 bis 203; London 1898.

Fenstern übereinander begünstigen die Bildung von Rissen. Ungleichheit des Baumaterials verursacht, daß das eine gegen das andere schwingt und so ein Teil des Hauses den anderen zerstört; Fachwände wirken daher zerstörend auf das Mauerwerk ein, während die Holzkonstruktionen selbst erhalten bleiben.

Verwüstungen richten Erdbeben namentlich dort an, wo die Mauern so stehen, daß nicht alle ihre Teile der Richtung der Welle gleichmäßig nachgeben. Fällt die Längsausdehnung mit der Stoßrich-


Fig. 41.

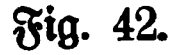


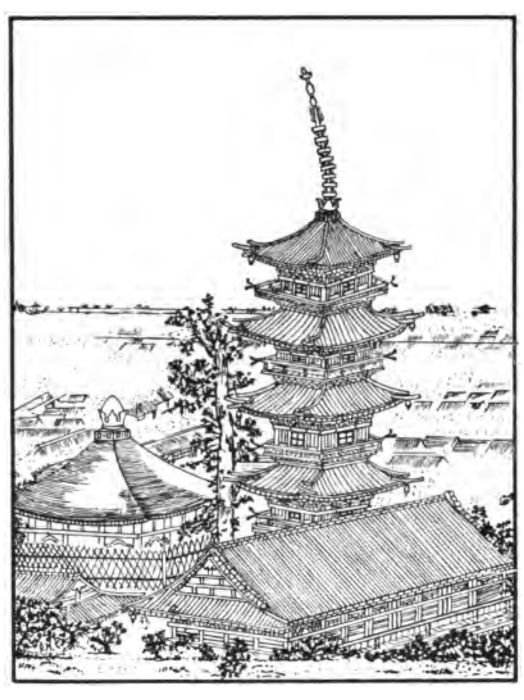
Ein durch das Mino-Owari-Beben zerstörtes Steingebäude, nach europäischem Muster gebaut.

tung zusammen, so werden Längssprünge erfolgen; steht die Wand senkrecht zum Wellenzuge, so werden Querspalten der Wand oder Umstürze entstehen. Hat die Wand eine Zwischenstellung, wird sie also schräg von den Erdbebenwellen getroffen, so werden sich die Richtung und Größe der Spalten nach dem Gesetze der Zusammensetzung und Zerlegung der Kräfte (Parallelogramm der Kräfte) ergeben, wobei alle Unregelmäßigkeiten in Material und Bauart bestimmend einwirken.

Um so mehr sind Gegenstände gefährdet, je höher sie über dem Erdboden hervorragen; Türme und Schornsteine stürzen unter Umständen ein, während dieselben Erdstöße in einem nahegelegenen Bergwerke kaum merklich sind. Fabrikkamine werden gewöhnlich in Zweidrittel ihrer Höhe abgebrochen; der stehenbleibende Stumpf erleidet häufig auch noch Brüche, wobei die einzelnen Bruchstücke leicht Drehbewegungen ausführen. Wenn aber hohe Gebäude in ihren einzelnen Teilen derart fest ineinander gefügt sind, daß dieselben gewissermaßen durch und durch ein einziges Ganzes bilden, so bleiben dieselben unversehrt. Sprechende Beispiele hierfür bilden die japanischen fünfstöckigen Pagoden oder Tempel (japanisch „Gogunoto“ genannt), welche

durchweg so wenig von den Erdstößen zu leiden haben, daß das Volk glaubt, dieselben seien nach einer geheimnisvollen Methode erbaut. So zeigt Fig. 42 die fünfstöckige Pagode zu Asakusa nach dem großen


Fig. 42.



Gogunoto zu Asakusa nach dem Anseibeben des Jahres 1855. Nach Omori.

Anseibeben des Jahres 1855; der aufrechte Metallpfosten auf der Spitze des Gebäudes war durch die Gewalt des Stoßes, namentlich aber die Gegenbewegung, krumm gebogen worden, als einziges Zeugnis der Bebenwirkung, während das Gebäude selbst trotz seiner bedeutenden Höhe unbeschädigt geblieben war. Noch Charakteristischeres wurde während des bereits mehrfach herangezogenen kalifornischen Erdbebens beobachtet. Das höchste Gebäude, welches San Francisco damals aufwies, war das „Clans Spreckles Building“, welches auf quadratischer Grundfläche turmartig bis zur Höhe von 96,2 m in 19 Stockwerken emporstieg. Einige Herren, welche zur Zeit der Erderschütterung im 17. Stockwerke mit Billardspielen beschäftigt waren, merkten die Bewegung wohl, konnten aber ohne nennenswerte Störung ihre Unterhaltung fortsetzen; auch fanden Bauverständige, welche am folgenden Tage das Gebäude in allen seinen Teilen gründlich untersuchten, nicht die geringste Beschädigung vor.

XI. Begleiterscheinungen der Erdbeben.

Im Gefolge der Erdbeben treten mitunter mancherlei Erscheinungen der verschiedensten Art auf; einige der wichtigsten unter diesen seien nachstehend ausführlicher behandelt.

1. Schallerscheinungen. In den weitaus meisten Fällen werden die Erdbeben, namentlich im epizentralen Gebiete, von unterirdischen Schallerscheinungen begleitet. Am häufigsten gehen diese sogenannten „Erdbebengeräusche“ der Haupterschütterung unmittelbar vorauf, bald treten sie gleichzeitig mit derselben ein, bald dauern sie nach dem Ende des Bebens noch etwas an; letzteres ist wohl die seltenste Erscheinungsform. Obwohl die Art der Erdbebengeräusche mitunter sehr verschiedenartig angegeben wird, z. B. als „Brausen, Heulen, Dröhnen, Orgelton, Pfeifen, Rollen, Donner, Krachen, Knattern, Knarren, Klirren, Gurgeln, Brüllen usw.“, so lassen sie sich doch vorwiegend mit solchen Geräuschen vergleichen, welche auch an der Erdoberfläche Erschütterungen begleiten. Im großen und ganzen kann man zwei Hauptgruppen unterscheiden, entweder langgezogene, ähnlich dem Rollen des Donners oder als ob ein Lastwagen über holpriges Pflaster führe, oder aber kurz abgebrochene, wie beim Auffliegen einer Mine. Die Stärke des Schalles steht, wie R. Hoernes[1]) ausführt, keineswegs in Beziehung zur Stärke der Erschütterung; schwache Erdstöße können mit sehr heftigem Getöse verknüpft sein und umgekehrt. Ja manchenorts werden sogar aus dem Erdboden kommende Getöse wahrgenommen, ohne daß dabei jegliche oder höchstens eine ganz schwache Bodenerschütterung verspürt würde; diese sogenannten „Bodenknalle“ führen in den verschiedenen Ländern andere Benennungen, z. B. „Mistpoeffers“ in Belgien und Holland, „Rombo“, „Marina“ und „Balza“ in Italien, „Hucene“ bei den Slowaken, „Guns of Barisal“ an der Gangesmündung und „Bramido“ in Südamerika. Bekannte Bodenknalle sind die Bramidos[2]) von Guanoxuato (Mexiko), welche vom 9. Januar bis Mitte Februar 1784 dauerten, langsam rollender Donner mit abwechselnden kurzen Donnerschlägen ohne alle Erschütterung. Diese ungewöhnliche Erscheinung ängstigte die Bewohner derart, daß fast alle die reiche Bergstadt verließen. Desgleichen wurden auf der dalmatischen Küsteninsel Meleda[3]) in den Jahren 1822 bis 1824 Bodenknalle vernommen, die ebenfalls ohne fühlbare Erschütterungen blieben.

---

[1]) R. Hoernes: „Erdbebenkunde“, S. 74; Leipzig 1893.
[2]) A. v. Humboldt: „Kosmos“; Stuttgart 1845.
[3]) P. Partsch: „Bericht über das Detonationsphänomen auf der Insel Meleda bei Ragusa“; Wien 1826.

Die Untersuchungen [1]) über die Entstehungsursachen der seismischen Schallerscheinungen sind noch lange nicht abgeschlossen. So ließ sich denn mit Sicherheit bislang nur feststellen, daß solche Klangbildungen weder in der Luft, noch im Wasser, sondern im Felsgerüste der Erdkruste ihren Ursprung nehmen. Aber zur Entscheidung der gewiß bedeutungsvollen Frage, ob die Erdbebengeräusche und Bodenknalle eine gemeinsame Ursache besitzen, so daß die ersteren einfach eine Steigerung der letzteren wären, eine Ansicht, die namentlich M. Baratta und S. Günther vertreten, oder ob beide genetisch verschieden sind, wie J. Knett [2]) glaubt, dazu reichen die bis jetzt gesammelten Erfahrungen bei weitem noch nicht aus; denn zur Zeit der wichtigsten Schallphänomene, gerade deren Studium zur Klärung der Verhältnisse besonders

---

[1]) Von solchen Einzeluntersuchungen seien aufgeführt:

E. van den Broeck: „Un phénomène mystérieux de la physique du globe“. In „Ciel et Terre“; Brüssel 1896.

M. Baratta: „A proposito dei Mistpoeffers italiani“. Im Bolletino della Società Geographica Italiana, Jahrgang 1901, Heft 10; Rom 1901.

A. Cancani: „Barisal-guns, Mistpoeffers, Marina“. Im 3. Bande des Bolletino della Società Sismologica Italiana; Modena 1897.

Simonelli: „Il Ruglio della Marina nel Senese e i Mistpoeffers del Mare del Nord“. Im 1. Bande, 1899, von La Culture Geografica.

G. Darwin: „Barisal Guns and Mistpoeffers“. In Nature; London 1895.

Ch. Davison: „On the Nature and Origin of Earthquake-Sounds“. Im 9. Bande, 1902, des Geological Magazine.

C. G. Knott: „Earthquakes and Earthquake Sounds as illustrating the general Theory of Vibrations“. Im XII. Bande der Transactions of the Seismological Society of Japan.

W. Haidinger: „Das Schallphänomen des Monte Tomatico bei Feltre“. Im Jahrbuche der K. K. Geologischen Reichsanstalt; Wien 1853.

J. Knett: „Über die Beziehungen zwischen Erdbeben und Detonationen“. Nr. XX der alten Folge der Mitteilungen der Erdbebenkommission der K. K. Akademie der Wissenschaften; Wien 1900. — „Bericht über das Detonationsphänomen im Duppauer Gebirge am 14. August 1899“. Ebenda Nr. XXI; Wien 1900.

Eine zusammenfassende Bearbeitung bringt S. Günther: „Erdbebengeräusche und Bodenknalle“. Im II. Jahrgange, S. 12 bis 15 und 54 bis 57 der Monatsschrift „Die Erdbebenwarte“; Laibach 1902.

[2]) J. Knett hält die Bodenknalle für Mischphänomene von vorwiegend akustischer Erregung, welche durch die Erdkruste fortgepflanzt wird. Er ist der Ansicht, daß ihr Zustandekommen entweder an die Existenz von Gasansammlungen und deren plötzlichen Druckausgleich (Explosion), oder aber an das Vorhandensein von Hohlräumen und ihres Einbruches geknüpft sei. Für einzelne besondere Vorkommnisse (Karstphänomen) dürften wohl auch noch andere Möglichkeiten zulässig sein. So ist die dalmatische Külsteninsel Meleda von Höhlungen und Spalten durchzogen, welche zweifellos bis tief unter die Wasserlinie hinabreichen. Wenn nun das erregte Meer in diese Hohlräume eindringt und unter mannigfacher Aufstauung an deren Decken anschlägt, wobei zugleich die eingeschlossene Luft zusammengepreßt und zum Ausweichen nach allen Seiten gezwungen wird, so kann es ohne Lärm nicht abgehen; hierauf will P. Partsch das vorerwähnte dortige Detonationsphänomen der Jahre 1822 bis 1824 zurückgeführt wissen.

beigetragen haben würde, war die Erdbebenkunde erst im Werden begriffen.

Als Erklärungsweise der Erdbebengeräusche hat in weiteren Fachkreisen die auf eingehenden Untersuchungen aufgebaute Annahme C. G. Knotts Geltung gefunden, daß das Erdbebengeräusch durch die äußerst schnellen und kurzen Schwingungen des Bodens verursacht werde, welche dem eigentlichen Erdbebenstoß voraufgehen, aber wegen ihrer geringen Amplitude von den Seismometern nicht verzeichnet werden. Dieselbe Ansicht teilt auch Ch. Davison. Naturgemäß ließen sich auf diese Weise nur diejenigen Erdbebengeräusche erklären, welche dem Beben voraufgehen. In ähnlicher Weise will J. Knett die gleichzeitig mit der Erschütterung eintreffenden Schallwellen als von den langsamen Wellen der Hauptphase getragen erklären. J. Milne[1]) denkt sich die Mechanik der Entstehung dieser schallerzeugenden Bodenschwingungen ähnlich dem Vorgange, wenn man einem Trinkglase durch Reiben seines Randes mit einem feuchten Finger Töne entlockt; hier würde das langsame Aneinanderreiben von Gesteinsbänken elastische Schwingungen erzeugen, ohne notwendigerweise stets von einem fühlbaren Erdbeben begleitet zu sein.

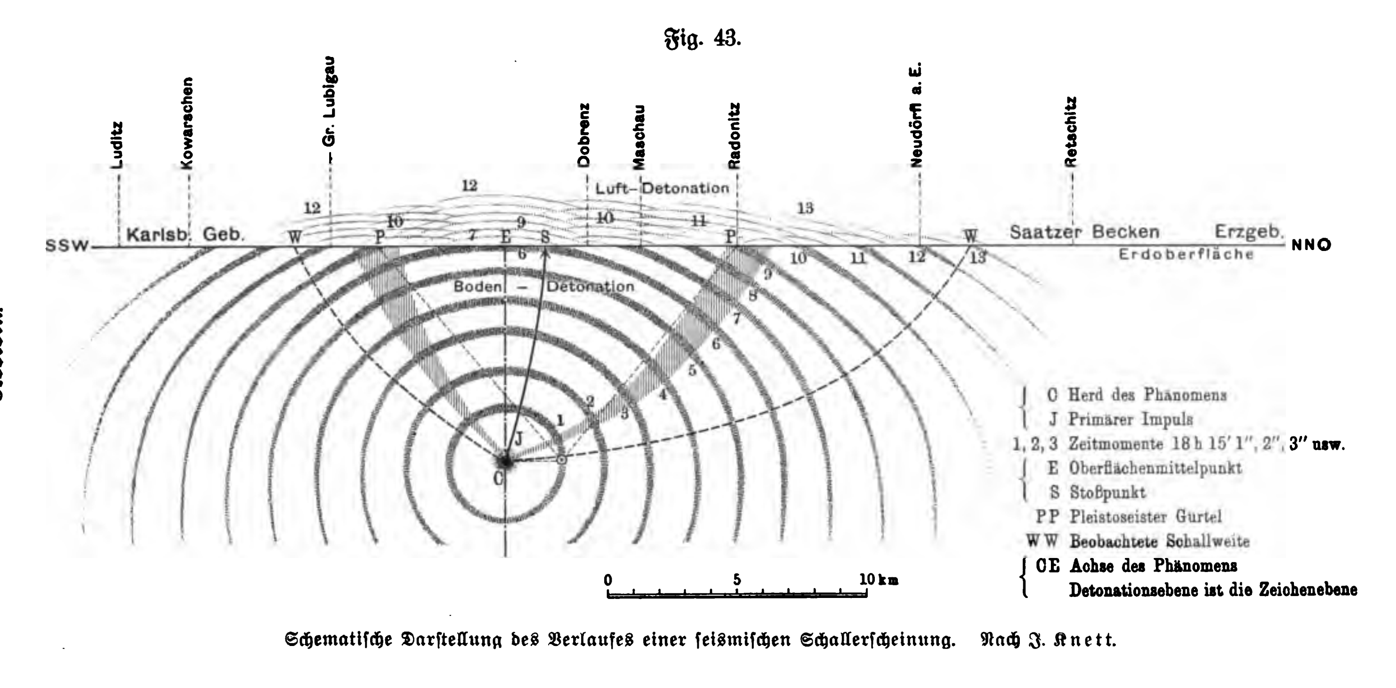
Den Verlauf einer solchen Erscheinung veranschaulicht die von J. Knett entworfene graphische Darstellung Fig. 43, welche sich auf die Detonationen im Duppauer Gebirge am 14. August 1899 bezieht. Die vom unterirdischen Erregungsorte *C* ausgehenden Schallwellen 1, 2, 3 . . . ., die eigentlichen Bodendetonationen, teilen sich, an der Erdoberfläche (wo sie durch Auflegen des Ohres auf den Boden unmittelbar vernommen werden können) angelangt, der Luft mit und werden dadurch zu Luftdetonationen. Letztere nehmen ihren Ausgang zunächst vom Oberflächenmittelpunkt *E* und eilen dann mit verminderter Geschwindigkeit und Stärke in die Höhe, zugleich jedoch auch rasch in den umliegenden Ortschaften eintreffend; aber auch jeder dieser Orte entsendet späterhin seine eigenen Luftdetonationen, nachdem die Bodendetonationen dort anlangen. Durch das Zusammentreffen all dieser Einzelsysteme von Schallwellen entstehen die kompliziertesten Vorgänge in der Luft, stehende Wellen (Knoten und Bäuche) durch Interferenz usw. Dadurch ist es erklärlich, daß das Getöse eine Zeitlang (hier fünf bis sechs Sekunden) fortdauert. Bemerkenswert ist, daß auch im vorliegenden Falle der Oberflächenpunkt *E* der Schallerscheinungen nicht mit dem Epizentrum *S* der Erderschütterung zusammenfiel, was sich mit dem Ergebnis der diesbezüglichen eingehenden Untersuchungen Ch. Davisons deckt.

Für die weitere Erforschung der seismischen Schallerscheinungen vermögen die nachstehend mitgeteilten Hilfsmittel wertvolle Unterstützung zu gewähren.

---

[1]) J. Milne: „Seismology“, S. 228.

Fig. 43.



Schematische Darstellung des Verlaufes einer seismischen Schallerscheinung. Nach J. Knett.

Für eine einheitliche Unterscheidung der Detonationsstärke schlägt J. Knett folgende fünf Grade vor:

Tabelle XXXV. Stärkeskala für seismische Schallerscheinungen.

I. Grad: Detonation allergeringster Stärke; nur schwach vernehmbar bei größter Ruhe und Auflegen des Ohres auf den Boden.

II. Grad: Detonation geringer Stärke; bei größter Ruhe und Windstille deutlich durch die Luft wahrnehmbar, am Boden horchend stärker.

III. Grad: Detonation mittlerer Stärke; bereits auffallendes, selbst bei unvollkommener Ruhe im Freien wahrnehmbares Getöse, auch im ruhigen, geschlossenen Zimmer deutlich hörbar.

IV. Grad: Detonation großer Stärke; starkes, schreckenerregendes Getöse.

V. Grad: Detonation größter Stärke; heftiges, donnerartiges Krachen oder dem Knallen nicht weit entfernter Geschütze ähnlich, allgemeiner Schrecken in der Bevölkerung.

Dagegen beurteilt Ch. Davison[1]) die Schallstärke nach dem Prozentsatz der Beobachter, welche an einem Orte das Bebengeräusch vernommen haben. Will man die Verteilung der Schallerscheinungen in einem bestimmten Gebiete zur Darstellung bringen, so umschließt man in einer geographischen Karte die Orte gleicher Schallstärke (ermittelt nach einer der beiden vorbesprochenen Methoden) durch Kurvenzüge, sogenannte „Isakusten“.

2. **Licht- und Feuererscheinungen.** Obgleich häufig genug eine Sinnestäuschung vorliegen mag, wo von solchen Erscheinungen bei Erdbeben die Rede ist, so kann doch nicht geleugnet werden, daß in einzelnen Fällen tatsächliche Beobachtungen zugrunde liegen.

Wenn man bei Erdbeben Flammen aus dem Boden hervorbrechen sah, ist es nicht einmal erforderlich, daß es sich ausschließlich um vulkanische Beben gehandelt habe. Vielmehr können auch durch große Dislokationsbeben Spalten tief und weit genug aufgerissen werden, damit brennbare Gase zu entweichen und sich zu entzünden vermögen. So beobachtete man beispielsweise während des Erdbebens von Cumana am 14. November 1797, daß am Ufer des Manzanares und im Meerbusen von Cariaco Flammen emporloderten, eine Erscheinung, welche übrigens in Venezuela öfters vorgekommen sein soll.

Schwieriger gestaltet sich die Erklärung in allen solchen Fällen, wo, wie bei dem walachischen Erdbeben vom 11. Januar 1838, von Lichterscheinungen in Gestalt von feurigen Strahlen oder Kugeln die

---

[1]) Ch. Davison: „On the British Earthquakes of the Years 1889—1900“. Im 5. Bande, S. 247, von Gerlands Beiträgen zur Geophysik; Leipzig 1903.

Rede ist. Griesbach[1]) glaubt diese auf ähnliche Vorgänge zurückführen zu sollen wie die Lichterscheinungen, welche beim gewaltsamen Trennen oder Wiedervereinigen fester Körper (z. B. Zusammenschlagen oder Zerbrechen harter Steine usw.) entstehen.

Alles in allem genommen muß man jedoch sagen, daß für eine befriedigende Erklärung das vorliegende beglaubigte Beobachtungsmaterial noch viel zu spärlich ist.

3. **Atmosphärische Störungen**[2]). Noch heutzutage findet in manchen Kreisen die schon von Aristoteles, Plinius und Seneca vertretene Anschauung ihre Anhänger, die Erdbeben übten auf die Witterung der betroffenen Gegend einen bestimmenden Einfluß aus; die verschiedenartigsten Erscheinungen in der Atmosphäre, wie starker Regen, Gewitter und Hagel, heftige Stürme, Windstille, ungewöhnliche Hitze, rasche Temperaturänderungen, auffallender Nebel, atmosphärische Lichterscheinungen[3]) usw. werden als durch Erdbeben hervorgerufen dargestellt. Beim Durchblättern der Chroniken und Erdbebenkataloge, selbst neuerer naturwissenschaftlicher Zeitschriften, finden wir Beispiele hierfür in erstaunlicher Menge angegeben. War es doch sogar für einen A. v. Humboldt[4]) eine unanfechtbare Tatsache, daß im äquatorialen Amerika das Erdbeben auf das Klima und die Anordnung der Regenzeit und des trockenen Wetters einen bestimmenden Einfluß ausübe. Hier seien einige Beispiele[5]) angeführt: Das Erdbeben, welches im Jahre 526 Antiochia in Trümmer legte und dabei 300 Menschen den Untergang bereitete, war von äußerst heftigen Gewittern und schwerem Sturm begleitet, ebenso dasjenige, das drei Jahre später den Rest Antiochias zerstörte; das Gleiche traf zu bei dem Erdbeben vom 5. April 829 in der Nähe von Aachen und dem schweizerischen vom 10. September 1095, ferner bei dem Erdbeben in England von 1795, bei dem in Neapel von 1805 und bei dem auf der Insel Zante am 29. Dezember 1820. Gelegentlich des Erdbebens, das am 20. Mai 1202 in ganz Ägypten und Syrien stattfand, wehte ein heftiger Chamsinwind. Dasjenige vom 5. Februar 1783 in Kalabrien traf beinahe mit dem tiefsten Barometerstande zusammen, der während vieler Jahrzehnte in Süd- und Mitteleuropa vorgekommen ist.

---

[1]) Griesbach: „Die Erdbeben in den Jahren 1867 und 1868". In den Mitteilungen der k. k. geographischen Gesellschaft in Wien, 1869.

[2]) Vgl. A. Sieberg: „Die Beziehungen zwischen meteorologischen und seismologischen Vorgängen". Im Deutschen Meteorologischen Jahrbuche für 1902, Aachen, VIII. Jahrgang; Karlsruhe 1903.

[3]) Glaubt doch beispielsweise Fron in seiner Schrift: „Sur la prévision de certaines tremblements de terre", im LXXVI. Bande der Comptes Rendues de l'Académie Française sogar ein ganzes System atmosphärisch-optischer Vorzeichen für Erdbeben zusammenstellen zu können.

[4]) A. v. Humboldt: „Reise in die Äquinoktialgegenden", I. Bd., S. 490.

[5]) Weitere Beispiele finden sich in C. W. C. Fuchs: „Die vulkanischen Erscheinungen der Erde", S. 413 ff.; Leipzig und Heidelberg 1865.

Bezugnehmend auf die für Aachen und Umgegend sehr folgenschwere Erdbebenperiode der Jahre 1755 bis 1757 gibt J. Jansen, ein Zeitgenosse, seine naive Auffassung[1] über die Beziehungen zwischen Witterung und Erdbeben wie folgt zum besten:

„Es ist schier nicht zu glauben noch auch wenig in unserem Climatha unerhöhret, daß man bei jetzigen Winterzeit anders sonst nichts vorhin wußte als Frost, Schnee, Kälte, Ost= und kalte Nordwinde. Jetzund aber keine Kälte, noch Frost, noch Schnee, sondern lauter starke ungestüme Südwestwind, starken und immerwehrent Regen, wundersame dicke Luften und Erdbewegungen schier Tag vor Tag und auch Nachten oft mit Wirbelwind, oft mit Sturmwind, also immer fort, aber keine Frost noch Kälte, wo es doch bei jetziger Zeit am hartesten zu frieren und wintern thate. Ich bin der gantzlicher Meinung, daß der Erdklotz durch die gewaltige Erdbeben sich verrecket hat und folglich wir unter ein ander Climath sein kommen, und halte fest dabei, daß wir mehr nach Süd=Ost oder Ost=Süd sein kommen und gerücket, daß wir ein italianisch Climath erreicht haben, dan wan man dasige Wetterungen gegen die unserige vorhin erwöget und nachforschet, so findet sich eine große Gleichheit darinnen. Mithin bleibe ich bei meiner Meinung und lasse alle große Prahler darüber disputiren, obwohl es dannoch ein Rätsel ist."

Nun ist aber zu berücksichtigen, daß die meisten Chronikberichte unzuverlässig und ungenau sind, so daß oftmals zeitlich zwar getrennte, aber nicht gar zu weit auseinander liegende Vorkommnisse als zusammengehörig dargestellt werden. Auch können bei solchen Erderschütterungen, welche Vulkanausbrüche begleiten, Gewitter als einfache Folgeerscheinung der starken senkrecht aufwärts gerichteten Luftströmungen entstehen. Desgleichen sind eine Folgewirkung der vulkanischen Tätigkeit, und naturgemäß nicht etwa der damit verbundenen Erdbeben, die prachtvollen Dämmerungserscheinungen, wie sie beispielsweise im Herbste 1883 nach dem Krakatau=Ausbruche (Sundastraße), und im Jahre 1902 nach der Katastrophe von Martinique[2] (Antillen) beobachtet wurden; denn hier ist die Ursache in feinverteilten vulkanischen Aschepartikelchen zu suchen, welche in große Höhen emporgeschleudert und dann von den Luftströmungen oft Tausende von Kilometern weit fortgetragen wurden. Eingehende statistische Erhebungen haben, entgegen der Ansicht Kluges, einwandfrei zu dem Ergebnis geführt, daß das Zusammentreffen unheilverkündender Witterungsverhältnisse mit verheerenden Erdbeben stets ein rein zufälliges war. Da ja bei jedem Erdbeben naturgemäß irgend eine Witterung bestehen muß, so sind in dieser Hinsicht auch

---

[1]) In A. Sieberg: „Einiges über Erdbeben in Aachen und Umgebung". In der Monatsschrift „Die Erdbebenwarte", Jahrgang II, Heft 7 bis 10.

[2]) W. v. Bezold: „Über eigenartige Dämmerungserscheinungen". — Ebendort, S. 223 bis 224.

die verschiedenartigsten Beobachtungen gemacht worden: bald herrschte Sturm, bald Windstille, bald trübes Wetter, bald heiterer Himmel usw. Wenn nun gar das Schüttergebiet einen bedeutenden Umfang besitzt, dann wird höchst wahrscheinlich ein und dieselbe Erschütterung an verschiedenen Orten mit den verschiedenartigsten Witterungsverhältnissen zusammentreffen müssen. Infolgedessen muß man als erwiesen ansehen, daß die Erdbeben die örtliche Witterung nicht beeinflussen. Das einzige, was überhaupt vorkommen kann und auch häufiger wahrgenommen wurde, ist, daß sich eine heftige Bewegung eines größeren Erdrindenstückes der Luft mitteilt und sich dann als ein heftiger Windstoß, als ein Rauschen oder Sausen und dergleichen äußert.

Jedoch lassen sich Beziehungen zu den Erdbeben von einem meteorologischen Elemente unleugbar feststellen, nämlich vom Luftdrucke. Wenn auch Fr. Hoffmann[1]) aus der nachstehenden Tabelle:

Tabelle XXXVI. Barometerstände bei 57 Erdbeben in Palermo während 40 Jahren.

Luftdruck	auf einem Minimum	in	7	Fällen	Erdbeben
„	„ „ Maximum	„	3	„	„
„	im Sinken begriffen	„	20	„	„
„	im Steigen „	„	16	„	„
„	unbestimmt schwankend	„	11	„	„

keine Gesetzmäßigkeit ableiten konnte, so ist dies darauf zurückzuführen, daß die sizilianischen Erdbeben größtenteils vulkanischen Ursprungs sind. Dahingegen gelangte aber A. Wosnessenskij[2]) bezüglich tektonischer Erdbeben zu einem besseren Ergebnisse. Die Untersuchung von 155 Erdstößen, welche vom Juni 1887 bis einschließlich Januar 1888 in Wernyj (Zentralasien) wahrgenommen worden sind, ergab, daß

Tabelle XXXVII. Barometerstände während der Erdbeben in Wernyj 1887 bis 1888.

64,5	Proz.	bei	sinkendem Luftdrucke		
23,2	„	„	steigendem „		
12,2	„	„	unbestimmtem „		
56,8	Proz.	bei	einem Barometerstande	unter	dem Monatsmittel
35,5	„	„	„ „	über	„ „
7,7	„	„	„ „	gleich	„ „

stattfanden; verteilt man die zweifelhaften Fälle zu gleichen Teilen unter die beiden ersten Rubriken, so ergibt sich endgültig:

[1]) Fr. Hoffmann: „Geschichte der Geognosie und Schilderung der vulkanischen Erscheinungen“, S. 368 ff.; Berlin 1838.

[2]) A. Wosnessenskij: „Über die Erdbeben in und um Wernyj im Jahre 1887 und ihre Beziehung zu meteorologischen Vorgängen“. Nr. 4 des XII. Bandes des Repertoriums für Meteorologie; St. Petersburg 1888.

bei sinkendem Luftdruck fanden	71 Proz.	von sämtlichen Erdstößen statt	
„ steigendem „ „	29 „	„ „ „ „	
	Differenz 42 Proz.		

oder aber

es fanden	61 Proz.	bei einem Barometerstande unter dem Monatsmittel statt	
und	39 „ „ „ „	über „ „ „	

Da nun S. Sekiya[1]) unter Bezugnahme auf das Jahr 1885 einen ähnlichen Einfluß des Luftdruckes auf die Häufigkeit der Erdbeben für das klassische Erdbebenland Japan gefunden hatte, so glaubt Wosnessenskij allgemein behaupten zu dürfen: „Die Variationen der seismischen Erscheinungen stehen in engem Zusammenhange mit den Schwankungen des Luftdruckes, indem während eines Erdbebens je eine Verstärkung der seismischen Tätigkeit bei Verminderung des atmosphärischen Druckes einzutreten pflegt.“ In Übereinstimmung hiermit steht die Behauptung, welche Maxwell Hall[2]) bereits 1884 bezüglich Jamaikas aufgestellt hatte, daß nämlich der Luftdruck einige Stunden vor und nach einem Erdstoße schwankt, derart, daß der niedrigste Druck gewöhnlich zur Zeit des Stoßes eintritt; ein willkürlich unter vielen herausgegriffenes Beispiel, das Erdbeben zu Kingston auf Jamaika vom 14. Januar 1884, möge zur Erläuterung dienen:

Tabelle XXXVIII. Barometerstände während des Jamaikabebens 1884.

24 Stunden vor dem Erdstoß	Barometerstand	763,5 mm
16 „ „ „ „	„	763,2 „
8 „ „ „ „	„	763,0 „
beim Eintritt des Erdstoßes (1^{15} Uhr nachm.)	„	762,4 „
8 Stunden nach dem Erdstoß	„	762,6 „
16 „ „ „ „	„	763,6 „
24 „ „ „ „	„	763,6 „

Weitere und genauere Beobachtungen, besonders auch instrumentelle, von J. Schmidt[3]) und J. Milne[4]), welche sich auf zwei Länder mit vorwiegend Dislokationsbeben beziehen, nämlich Griechenland und Japan, ferner die zusammenfassende Bearbeitung durch F. Seidl[5]) haben eben-

[1]) S. Sekiya: „Earthquake Observations of 1885 in Japan“. Im X. Bande der Transactions of the Seismological Society of Japan 1887.

[2]) Enthalten in einem Briefe Maxwell Halls, der in der Zeitschrift „Nature“, Jahrgang 1884, S. 42 abgedruckt ist.

[3]) J. Schmidt: „Studien über Vulkane und Erdbeben“. Band II, S. 23 bis 28.

[4]) J. Milne: „Earth Tremors of Japan“. In den Transactions of the Seismological Society of Japan, Band XI, S. 1 bis 78.

[5]) F. Seidl: „Beziehungen zwischen Erdbeben und atmosphärischen Bewegungen“. In den Mitteilungen des Musealvereins für Krain, Jahrgang VIII, S. 33 bis 45 und 67 bis 93.

falls zur Genüge dargetan, daß tatsächlich Beziehungen zwischen den Erdbeben und den Luftdruckverhältnissen bestehen. Aber alle diese Beziehungen sind, wie schon S. 91 bis 93 des näheren gezeigt wurde, und darin liegt der Schwerpunkt, nicht eine Folge der Erdbeben, vielmehr vermögen umgekehrt die Luftdruckschwankungen bzw. der barometrische Gradient den Eintritt von Dislokationsbeben zu fördern.

Wenn es nun F. Seidl gelang, wenigstens für eine Reihe von Landstrichen auch eine Übereinstimmung zwischen dem Jahresverlaufe der Bebentätigkeit einerseits und anderseits der Windgeschwindigkeit, namentlich aber der Sturmhäufigkeit festzustellen, so ist dabei zu berücksichtigen, daß diese Übereinstimmung nur eine indirekte ist, indem ja die Geschwindigkeit der Luftbewegung (also des Windes) erst durch den barometrischen Gradienten hervorgerufen bzw. bestimmt wird. Auf diese Weise findet auch die auf den ersten Blick merkwürdig erscheinende Tatsache eine befriedigende Erklärung, daß nach den Mitteilungen von Darwin[1]) in manchen Gegenden von Südamerika die Erdbeben als willkommene Regenboten betrachtet werden, indem dort selbst starke Stöße an den leichten Rohrhütten der Eingeborenen nur wenig Schaden anrichten, während das Ausbleiben des Regens Hungersnot bedeutet. Eine länger andauernde Dürreperiode kann, wie jedem Meteorologen bekannt ist, nur bei hohem und gleichmäßig verteiltem Luftdrucke vorkommen; soll sich aber Dauerregen einstellen, so muß unbedingt ein barometrisches Tiefdruckgebiet, welches stets von mehr oder minder steilen Gradienten begleitet ist, wenigstens die Nachbarschaft des betreffenden Ortes berühren, und die dadurch schon aus der Ferne bedingte Bodenunruhe findet in einem so erdbebenreichen Lande wie Südamerika fast immer genug Spannungen vor, zu deren Auslösung sie beitragen kann. Anderseits drängen K. Sapper[2]), der auf Grund sechsjähriger Aufzeichnungen in Guatémala einen unmittelbaren Einfluß der Regenverhältnisse auf die dortige Bebenhäufigkeit entschieden in Abrede stellt, doch einzelne Beobachtungen zu der Annahme, daß besonders heftige Regenfälle zuweilen imstande sind, Erdbeben auszulösen; besonders auffallend war ihm in dieser Hinsicht das Erdbeben in der Alta Verapaz vom 2. März 1890, das unmittelbar nach einem äußerst starken Regenfall eintrat und das zugleich das Ende einer längeren Reihe von Erdbeben in Chiacam bildete.

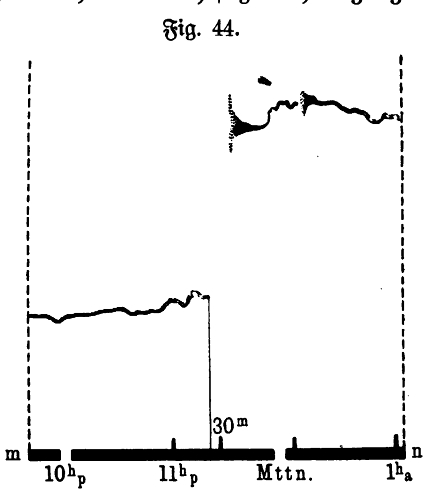
4. **Erdmagnetische Störungen.** Bei vielen Erdbeben hat man wahrgenommen, daß Magnetnadeln und namentlich Magneto-

[1]) Zitiert bei W. Láska: „Ziele und Resultate der modernen Erdforschung. 1. Die Erdbeben“. S. 587 im 48. Bande von „Natur und Offenbarung“; Münster 1902.

[2]) K. Sapper: „Über Erderschütterungen in der Alta Verapaz (Guatémala)“. In der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 1894, S. 832 bis 838.

graphen[1]) in lebhafte Unruhe gerieten; so zeigt beispielsweise die nebenstehende Fig. 44 die Wirkung eines Stoßes des Laibacher Erdbebens vom 14. April 1895 auf den Magnetographen (Bifilar) zu Wien, woraus sich ergibt, daß der Magnet nicht nur in heftige Schwingungen geriet, sondern auch eine plötzliche Änderung der Ordinate um etwa 27 mm erfuhr. Schon im Jahre 1681 machte P. F. Cchinardi zu Rom die Beobachtung, welche er auf ein in Malaga (Spanien) stattgefundenes Erdbeben bezog, daß sich plötzlich die Deklination um fast 2 Grad änderte und so auch verblieb. Kurz vor dem Lissaboner Erdbeben des Jahres 1755 fielen in mehreren physikalischen Instituten Europas plötzlich und ohne jegliche sichtbare Veranlassung die Anker von den Hufeisenmagneten herab. Wie A. v. Humboldt[2]) durch exakte Messungen festgestellt hat, ist durch das Erdbeben von Cumana vom 4. November 1797, das er selbst miterlebt hat, die magnetische Inklination dieses Ortes um 90 Zentesimalminuten vermindert worden; demgegenüber bemerkt er aber ausdrücklich, daß er bei den öfteren und heftigeren Erdstößen in den Kordilleren und von Quito, sowie an den Küsten von Peru niemals eine zufällige Variation der Inklination bemerkt habe. Als Ingenieur Zobel im Jahre 1828 in einem Kohlenbergwerke zu Wietsch, unweit Mülheim, 410 Fuß tief unter der Erdoberfläche Messungen mit der Bussole anstellte, bemerkte er eine auffällige Unruhe der Magnetnadel von 15 bis 20 Minuten Dauer, welche ihm jede weitere Messung unmöglich machte; an die Oberfläche zurückgekehrt, erfuhr er, daß eben ein heftiges Erdbeben stattgefunden habe. Derartiger Beispiele wurden im Laufe der Zeit noch zahlreiche gesammelt.

Fig. 44.



Erdmagnetische Störung zu Wien während des Laibacher Osterbebens 1895. Nach J. Liznar.

Hieraus zog man den Schluß, daß durch die Erdstöße auch eine Änderung im Verhalten der erdmagnetischen Kraft verursacht würde. Jedoch fand diese Ansicht auf Grund weiterer Beobachtungen,

[1]) Magnetographen sind Instrumente, welche selbsttätig (auf photographische Weise) alle Schwankungen einer empfindlich aufgehängten Magnetnadel in einer ununterbrochenen Kurve aufzeichnen.

[2]) A. v. Humboldt: „Reise in die Äquinoktialgegenden", II. Band, 4. Buch, S. 277 und 280.

so namentlich von Carlini in Mailand, Wild in Pawlowsk, Moureaux in Paris, Liznar[1]) in Wien und Eschenhagen[2]) in Potsdam vorerst lebhafte Anfeindung. Infolgedessen machte man sich mehr und mehr mit dem Gedanken vertraut, diese Einwirkungen seien rein mechanischer Natur, trotzdem selbst Liznar die Möglichkeit zugibt, in einzelnen Fällen könnten durch ein Erdbeben die Teile der Erdoberfläche eine derartige Verschiebung erleiden, daß auf dem betreffenden Gebiete Änderungen der erdmagnetischen Kraft aufträten. Besonders ins Gewicht fiel dabei Milnes Erfahrung, daß, wenn man den Pol eines Magnetkompasses durch ein naheliegendes Eisenstückchen, oder aber unter besonderen Umständen auch durch entfernte, jedoch entsprechend große Eisenmassen in eine labile Stellung bringt, man dadurch die Nadel gegen die geringste Erschütterung empfindlich machen kann; alsdann wird aus dem Magnetometer ein Seismometer. Eschenhagen hat sogar aus den dem Beginn der Schwingungen an verschiedenen Observatorien entsprechenden Zeitmomenten die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Erdbebenwelle abzuleiten versucht.

Gegenwärtig aber neigt man, besonders in Japan, wiederum der früheren Annahme einer lebhaften Wechselbeziehung zwischen Erdbeben und Erdmagnetismus zu. Denn in den letzten Jahren wurden fast ausnahmslos bei den stärkeren japanischen Beben einige Tage vorher magnetische Störungen[3]) nachgewiesen, welche zuerst und am stärksten an den dem Epizentrum zunächst gelegenen, später auch schwächer an entfernteren Stationen auftraten. Auch sind manche geneigt, den großen Magnetischen Sturm vom 31. Oktober 1903 und die seismischen Vorgänge in Zusammenhang zu bringen. Nach längerer erdmagnetischer Ruhe trat an besagtem Tage in der Frühe des Morgens an fast allen magnetischen Observatorien eine erdmagnetische Störung[4]) von ganz ungewöhnlichem Betrage in die Erscheinung, welche von prächtigem Nordlicht, sowie erheblichen Unterbrechungen des Telegraphen- und Telephonverkehrs infolge von Erdströmen begleitet war; zu gleicher

---

[1]) J. Liznar: „Einfluß des Erdbebens vom 14. April 1895 auf die Magnetographen in Pola und Wien nebst einigen Bemerkungen über die Wirkung der Erdbeben auf magnetische Variationsapparate überhaupt". Meteorologische Zeitschrift 1895, S. 261 ff.

[2]) M. Eschenhagen: „Erdmagnetismus und Erdbeben". In Bd. XLVI, 1894, der Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften zu Berlin.

[3]) Omori und Imamura: „Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Erdbebenwellen". Verhandlungen (in japanischer Sprache) des Erdbebenkomites, Band 31 und 32. — Homma: „Erdbeben und Erdmagnetismus". Ebenda Band 32, S. 131.

[4]) Kurven dieser Störung veröffentlichten für Pola W. Keßlitz in Nr. 3 bis 5 des III. Jahrganges der Monatsschrift „Die Erdbebenwarte", sowie für O'-Gyalla (Ungarn) A. Büky und H. Marczell im Novemberheft 1903 der Zeitschrift „Különlenyomat az Atmosphaera".

Zeit ging eine große Gruppe von Sonnenflecken[1]) und leuchtenden Fackeln durch den Zentralmeridian der Sonne. Ferner hat entweder am 31. Oktober oder am 1. November (genaueres ließ sich noch nicht feststellen) ein heftiges Erdbeben Persien heimgesucht, welches die Stadt Turschitz zerstörte und 350 Menschenleben vernichtete. Aber selbst wenn das Erdbeben genau um die Zeit der magnetischen Störung aufgetreten wäre, so wäre es doch noch nicht gerechtfertigt, daraus auf einen kausalen Zusammenhang beider Erscheinungen zu schließen. Größere Bedeutung verdient jedoch, wie A. Belar[2]) zutreffend ausführt, vielleicht der Umstand, daß der größte Teil des Monats Oktober verhältnismäßig ruhig verlaufen ist, während eine lebhafte seismische Periode zu Ende des Monats ihren Anfang nahm, so daß die ersten Novembertage schon als seismisch sehr unruhig bezeichnet werden müssen. Trotzdem lassen sich irgend welche sichere Schlüsse auch hieraus einstweilen noch nicht ziehen.

In besonders gründlicher Weise ist der Engländer J. Milne[3]) dieser Frage näher getreten. Im Jahre 1897 erließ derselbe eine diesbezügliche Rundfrage an eine Reihe von magnetischen Observatorien unter gleichzeitiger Übersendung eines Verzeichnisses von großen Erdbeben mit bekanntem Ursprungsorte. Die daraufhin eingelaufenen Antworten bedingen eine Zusammenstellung der magnetischen Observatorien bezüglich des Verhaltens ihrer Instrumente den Erdbeben gegenüber in nachstehende drei Gruppen:

1. Zu Greenwich, Kew, Falmouth, Stonyhurst, Pola, Wien, Kopenhagen und Toronto wurden die Magnetnadeln zur Zeit von Erdbeben nur selten, und dann höchst schwach gestört. Bezüglich Torontos (Kanada) ist jedoch zu bemerken, daß sich dies sogleich änderte, als dieselben Instrumente nach dem nur etwa 10 Meilen abseits gelegenen Acincourt verbracht wurden, indem sie an letzterem Orte häufig von Erdbeben beeinflußt wurden.

2. Zu Utrecht, Potsdam, Wilhelmshaven, Bombay, mit gewisser Einschränkung auch zu Batavia, und späterhin zu Toronto-Acincourt antworteten die Magnetnadeln so häufig auf die mikroseismischen Wellen entfernter Erdbeben, daß deren Aufzeichnungen für den Erdbebenforscher von direktem Wert sind.

3. Zu Zi-ka-wei, Mauritius, Utrecht, Greenwich und in Japan sind magnetische Störungen von ganz bedeutender Größe kurze Zeit vor dem Auftreten großer Erdbeben beobachtet worden.

---

[1]) Abbildungen dieser Fleckengruppe vom 5. Nov. gibt F. S. Archenhold in der Zeitschrift „Das Weltall“, Jahrgang IV, Heft 4 bis 5.

[2]) A. Belar: „Über die Ursachen der großen magnetischen Störung am 31. Oktober und ihre Folgeerscheinungen“. III. Jahrgang, S. 76 bis 79 der Monatsschrift „Die Erdbebenwarte“; Laibach 1904.

[3]) J. Milne: „Seismological Observations and Earth Physics“. Im Januarheft 1903 des Geographical Journal.

Unter Berücksichtigung der sämtlichen in Betracht kommenden Verhältnisse gelangt nun Milne zu der Überzeugung einerseits, daß der Abstand des betreffenden magnetischen Observatoriums vom Ursprungsorte eines gegebenen Erdbebens keine Bedeutung besitzt, anderseits, daß auch die Fundierung der Magnetometer, d. h. die geologische Beschaffenheit des Untergrundes ihres Aufstellungsortes ohne Einfluß bleibt, und schließlich, daß nicht etwa Erdbeben nur solche Magnetnadeln in Bewegung versetzen, deren Eigenschwingungen mit den Erdbeben gleiche oder entsprechende Periode besitzen.

Dies alles würde also eine rein mechanische Störung der Magnetnadeln ausschließen, so daß dementsprechend tatsächlich nur wirkliche magnetische Störungen der Magnetnadeln übrig blieben. Zur Erklärung des Umstandes, daß einzelne Orte mehr, andere weniger oder gar nicht von Erdbeben magnetisch beeinflußt werden, nimmt Milne an, eine Schicht magnetischen Magmas zöge in stets wechselnder Tiefe unterhalb der Erdrinde hin; es würden dann diejenigen Orte, welche dieser magnetischen Magmaschicht am nächsten lägen, auch am stärksten magnetisch erregt. Aber ob und wie weit diese Hypothese Milnes zu Recht besteht, läßt sich natürlich zurzeit noch in keiner Weise entscheiden.

Jedenfalls ist die Frage nach dem Verhältnis der Seismizität zum Erdmagnetismus der Erde gegenwärtig eine noch offene. Sollte die Beziehung in der zuletzt besprochenen Weise als tatsächlich bestehend festgestellt werden, so wäre dies von ganz hervorragend praktischer Bedeutung, weil sich damit die Aussicht eröffnen würde, mit der Zeit eine hierauf beruhende Erdbebenvorhersage aufstellen zu können. So fand Yamasaki[1]) zufolge drei Tage vor dem großen japanischen Erdbeben im nördlichen Honshu vom 31. August 1896 kurz nach Mitternacht am 29. August an den Stationen Sendai, Tokyo und Nagoya eine magnetische Störung statt, welche bis 8 Uhr abends des folgenden Tages dauerte und gänzlich erst um 10 Uhr abends aufhörte; am stärksten war die Störung 33 volle Stunden vor dem Eintritt des Erdbebens. Ähnliches hatte auch K. Nakamura[2]) vor dem schweren japanischen Erd- und Seebeben vom 15. Juni 1896 beobachtet. Um über derartige Punkte weiteres einwandfreies Material zu sammeln, läßt man gegenwärtig an mehreren Erdbebenwarten[3]) einen Magnetographen auf den

---

[1]) Yamasaki: „Das große japanische Erdbeben im nördlichen Honshu am 31. August 1896." Petermanns Mitteilungen 1900, Heft XI, S. 1.

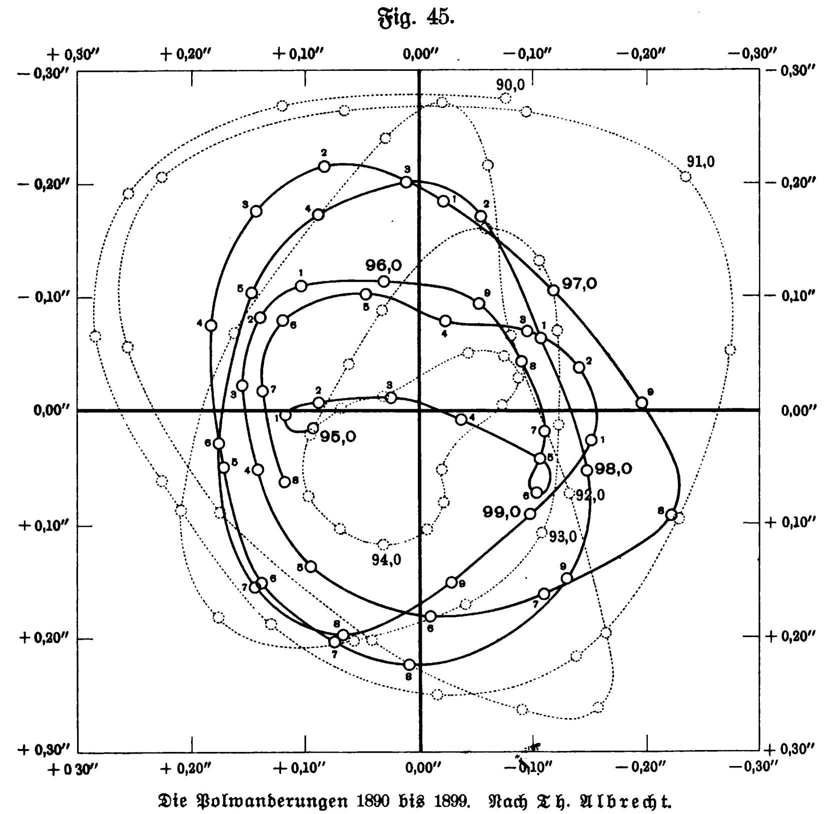
[2]) Zitiert bei J. Milne: „Seismology", S. 226.

[3]) E. Lagrange teilt in seiner Schrift: „Sur les mouvements sismiques et les perturbations magnétiques du commencement de mai, à la station d'Uccle (Belgique)", Paris 1902, mit, daß die übernormale seismische Tätigkeit zu Uccle im Monat Mai nicht von magnetischen Störungen begleitet war; bemerkt sei dabei, daß in dieser Zeit mehrere größere Erdbeben, darunter ein spanisches, zur Aufzeichnung gelangten. Hierzu vergleiche aber die Untersuchungen Milnes.

gleichen Registrierstreifen mit dem Erdbebenmesser aufzeichnen; dabei ist man bestrebt, etwaige mechanische Wirkungen durch starke Dämpfung auszuschließen.

5. Schwankungen der geographischen Breite. Bekanntlich haben die astronomischen Messungen ergeben, daß die geographische Breite ¹) eines Ortes nicht absolut unveränderlich ist, sondern im Laufe der Zeit periodisch um einen mittleren Wert hin und her schwankt infolge von Lagenänderungen der Drehungsachse der Erde im Erdkörper. Nachstehende Fig. 45 stellt die Wanderung des Nordpols der Erde

Fig. 45.



Die Polwanderungen 1890 bis 1899. Nach Th. Albrecht.

¹) Die Größe der Breitenschwankung ist äußerst gering, indem sie durchschnittlich bis auf den Höchstbetrag von 0,6″ ansteigt. In Fig. 45 gibt der Mittelpunkt des großen Quadrates die mittlere Lage des Erdpols an, die kleinen Kreise auf der Kurve die jeweilige Lage des wirklichen Pols von Zehntel- zu Zehnteljahr. Die Länge einer Seite des Quadrats entspricht 0,6″. Demnach ist bis jetzt die Wanderung des Pols innerhalb eines Kreises von 0,3″ Radius vor sich gegangen, was in Längenmaß einem Radius von 9 m entsprechen würde. Der periodische Charakter der Erscheinung ist aus der Figur ohne weiteres ersichtlich.

graphisch dar, so wie sie Th. Albrecht[1]) aus den Beobachtungen an mehreren hiermit besonders beschäftigten Sternwarten während des Zeitraumes 1890 bis 1899 feststellte.

Diese Breitenschwankungen, für welche eine unzweideutige, die Gesamtheit der Erscheinung umfassende Erklärung bis jetzt noch nicht gefunden wurde, ist unter anderem auch mit den Erdbeben[2]) in Verbindung gebracht worden. Wenn man nämlich die Zahl der großen Erdbeben entsprechend der obenstehenden Figur für je ein Zehntel Jahr = 36,5 Tage umfassende Zeitabschnitte zusammenfaßt, wie es in nachstehender Tabelle

Tabelle XXXIX. Bebenhäufigkeit in Zehnteljahren 1892 bis 1899

Perioden		1892	1893	1894	1895	1896	1897	1898	1899
0—1	1. Jan. — 5. Febr.	nicht beob.	8	12	1	2	3	4	9
1—2	5. Febr. — 14. März	„	22	11	1	1	7	4	9
2—3	14. März — 19. April	14	16	13	1	1	3	8	10
3—4	19. April — 26. Mai	8	32	19	0	4	5 od. 7	5	4
4—5	26. Mai — 1. Juli	0	41	3	1	3	7 od. 11	8	6
5—6	1. Juli — 7. Aug.	8	24	14	1	0	5	7	16
6—7	7. Aug. — 12. Sept.	8	20	10	2	3	9	5	6
7—8	12. Sept. — 19. Okt.	12	12	nicht beob.	0	5	10	6	10
8—9	19. Okt. — 24. Nov.	7	6	„	2	5	7	1	7
9—10	24. Nov. — 31. Dez.	10	9	„	1	0	5	5	5

geschehen ist, so zeigt sich zunächst, daß die Zahl der Erdbeben mit der Größe der Polverschiebungen zunimmt und umgekehrt.

Tabelle XL. Bebenhäufigkeit und Größe der Polwanderungen.

Es wurden beobachtet im Jahre:

1895	9	große Erdbeben und eine totale Polverschiebung von	0,53″
1896	18	„ „ „ „ „ „ „	0,91″
1897	44—47	„ „ „ „ „ „ „	1,07″
1898	30	„ „ „ „ „ „ „	0,79″
1899	27	„ „ „ „ „ „ „	0,72″

[1]) Th. Albrecht: „Bericht über den Stand der Erforschung der Breitenvariation am Schlusse des Jahres 1899". Mitteilung des Zenlralbureaus der internationalen Erdmessung, Berlin 1900.

[2]) Näheres hierüber findet sich namentlich in J. Milne: „Seismological Observations and Earth Physics", Januarheft 1903 des Geographical Journal, sowie im „VIII. Report of the Seismological Investigations Committee of the British Association for Advancement in Science", Southport 1903.

In der Tabelle XXXIX bedeuten die durch ein {=Zeichen verbundenen Perioden von je 36,5 Tagen diejenigen, in welchen eine Richtungsänderung der Polwanderung festgestellt wurde. Die nachstehende Zusammenstellung enthält die Gesamtzahl der Erdbeben innerhalb dieser beiden Perioden, welcher des Vergleiches halber so weit als möglich die Gesamtsumme derjenigen Erdbeben gegenübergestellt wurde, die in gleichen, 73 Tage umfassenden Zeitabschnitten vor und nach den Perioden der Richtungsänderungen aufgezeichnet wurden:

Tabelle XLI. Erdbebenhäufigkeit bei Richtungsänderungen der Polwanderungen.

Erdbeben			
	vor der Richtungsänderung	während der Richtungsänderung	nach der Richtungsänderung
	nicht beobachtet	22	8
	8	20	17
	38	73	44
	18	21	—
	—	24	22
	22	24	nicht beobachtet
	nicht beobachtet	2	1
	1	3	2
	3	2	7
	3	10	3
	3	10	12 oder 18
	14	17	9
	8	13	15
	15	11	6
	14	19	10
	10	22	17
Summe bei vergleichbaren Richtungsänderungen	117	200	153

Hieraus ergibt sich, daß bei 12 unter 16 Richtungsänderungen die größere Bebenzahl während der Periode der Richtungsänderung stattfand; nur einmal (5. Februar bis 19. April 1896) weist die Bebentätigkeit während der Richtungsänderung ein ausgesprochenes Minimum auf.

So viel dürfte wohl feststehen, daß die Massenverschiebungen, welche durch große Erdbeben hervorgerufen werden, nicht die Breitenschwankungen verursachen. Während aber H. H. Turner[1]) glaubt, die Erdbebenhäufigkeit und die Polwanderungen seien von einer gemeinsamen

[1]) Zitiert bei J. Milne, a. a. O.

Ursache abhängig, neigt J. Milne der Ansicht zu, daß die Größe der Breitenschwankungen, namentlich aber die schnellen Richtungsänderungen, die Bebentätigkeit direkt beeinflußten. Um jedoch irgend welche sichere Theorie aufstellen zu können, reicht das bis jetzt vorliegende Beobachtungsmaterial in keiner Weise aus.

6. **Vorempfindung der Erdbeben durch Lebewesen.** Daß die Tiere eine gewisse Empfindung drohender Erdbeben (und auch Vulkanausbrüche) besäßen, gilt gemeiniglich in allen Erdbebenländern als feststehende Tatsache, und anscheinend mit Recht. Schon Plinius beobachtete diese Erscheinung vor dem Ausbruche des Vesuv vom Jahre 79, der Pompeji verschüttete. Selbst ein so kritischer Beobachter wie A. v. Humboldt teilte aus eigener Anschauung die Überzeugung, daß in den erdbebenreichen Gegenden des nördlichen Südamerika Hühner, Schweine, Hunde und Esel häufig vor Erdstößen große Unruhe zeigen; namentlich aber die Kaimans (eine Krokodilart) verlassen vor einem Erdbeben plötzlich den Boden der Flüsse unter lautem Gebrüll, obwohl sie sonst nie einen Ton von sich geben. Die Einwohner von Caracas, „der Stadt der Erdbeben", halten sich R. Hoernes[1]) zufolge Hunde und Katzen als Erdbebenwarner. Auf Kuba hat man beobachtet, daß die dort vielfach gehaltene zahme Hausnatter vor Beginn eines Erdbebens aus den Häusern in das freie Feld flüchtet. Neuerdings soll auf Martinique[2]) schon im April 1902, also mehrere Wochen vor den Ausbrüchen, das Vieh so unruhig gewesen sein, daß es sich kaum mehr lenken ließ, die Hunde heulten in einem fort und zeigten alle Anzeichen von Furcht, die Schlangen, welche in der Umgebung des Vulkans in Unmenge hausten, verließen ihre Schlupfwinkel, selbst die Vögel stellten ihren Gesang ein und zogen von den Berghängen fort; wieviel gerade von diesen erst nachträglich bekannt gewordenen Wahrnehmungen richtig ist und wieviel auf Täuschung beruht, ist natürlich schwer festzustellen.

Jedenfalls kann der Grund dieses Verhaltens der Tiere höchst wahrscheinlich nur darauf beruhen, daß sie infolge ihrer Begabung mit feineren Sinneswerkzeugen schon sehr leise, für den Menschen nicht verspürbare Erderschütterungen wahrnehmen, denen starke Stöße häufig später folgen. Es wäre aber durchaus verfehlt, wenn man hierauf ein System der Erdbebenvorhersage aufbauen wollte; denn in den Erdbebenländern zeigen die Seismometer häufig genug noch leichtere Bodenbewegungen, welche selbst den Tieren entgehen, mit aller Schärfe an, ohne daß ihnen Erdbeben oder Vulkanausbrüche folgen.

Schließlich sei noch bemerkt, daß der lange Jahre in Japan tätig gewesene englische Erdbebenforscher J. Milne[3]) ausdrücklich bestätigt,

---

[1]) R. Hoernes: „Erdbebenkunde", S. 139; Leipzig 1893.

[2]) Vgl. die beiden diesbezüglichen Artikel in der Monatsschrift „Die Erdbebenwarte", Jahrgang II, S. 126 und 282 bis 283.

[3]) J. Milne: „Effects of Earthquakes on Animals". Nature XXXVIII, S. 500.

dort besäßen sogar manche Menschen die Eigenschaft der Vorempfindung von Erdbeben in höherem Grade.

B. Die Seebeben.

Ebenso wie das Festland durch Erdbeben erschüttert wird, so sind auch die unterseeischen Erdrindenteile, d. h. der Meeresboden, seismischen Erschütterungen unterworfen, welche man allgemein als „Seebeben“ bezeichnet. Aber gleich hier sei bemerkt, daß bei den unterseeischen (submarinen) Vorgängen die vulkanische, wie auch die seismische Tätigkeit sowohl gegenseitig, als auch wahrscheinlich zum Gefüge des Meeresbodens in enger Beziehung steht. Es muß daher aus Gründen, die in der Natur der Sache liegen, von vornherein als ausgeschlossen erscheinen, zwischen den durch bloße Erschütterung des Meeresgrundes oder durch unterseeische Vulkanausbrüche entstandenen Beunruhigungen der Meeresfläche in jedem einzelnen Falle eine strenge und sichere Grenze zu ziehen.

Von den seismischen Störungen des Meeresgrundes, welcher in seiner Beschaffenheit so sehr vom Festlandsboden abweicht, war bis zum Jahre 1887 kaum etwas mehr bekannt als die nackte Tatsache ihres Vorkommens, und es ist das nicht hoch genug anzuschlagende Verdienst von E. Rudolph, die Lehre von den Seebeben durch Sammlung und kritische Bearbeitung des bekannt gewordenen diesbezüglichen Beobachtungsmaterials erst wissenschaftlich begründet und zu ihrer jetzigen Höhe gebracht zu haben; denn die Ergebnisse der Erdbebenforschung lassen sich durchaus nicht ohne weiteres auf die Seebeben anwenden. Infolgedessen sind durchweg die Forschungen [1]) Rudolphs den nachstehenden Ausführungen zugrunde gelegt.

I. Begriffsbestimmung.

Seebeben sind solche Erschütterungen, deren Ursprung im Meeresboden liegt, und die sich, auf die ozeanische Wassermasse übergehend, in derselben als Elastizitätswellen fortpflanzen.

Bei dieser Begriffsbestimmung ist weder über die die seismische Erschütterung bewirkende Ursache eine Voraussetzung gemacht, noch auf die etwaigen Folgen des Seebebens Rücksicht genommen.

II. Geographische Verbreitung der seismischen und vulkanischen Erscheinungen über die Ozeane.

Aus zahlreichen Notizen der Schiffstagebücher, welche in den von der Deutschen Seewarte in Hamburg herausgegebenen „Annalen der

[1]) E. Rudolph: „Über submarine Erdbeben und Eruptionen“. In Bd. I, II, III von G. Gerlands Beiträgen zur Geophysik 1887, 1895, 1898.

Hydrographie und maritimen Meteorologie" veröffentlicht sind, ferner aus den Journalen des Meteorologischen Amtes in London und aus der sonstigen diesbezüglichen Literatur ergeben sich folgende allgemeine Gesichtspunkte über die geographische Verbreitung der seismischen und vulkanischen Tätigkeit in den unterseeischen Teilen der Erdrinde:

I. Unterseeische Erdbeben und Vulkanausbrüche kommen in allen Meerestiefen vor, in der Flachsee wie in der Tiefsee, auf den unterseeischen Rücken wie in den eigentlichen Depressionen [1]).

II. Die Häufigkeit und Stärke in der Äußerung der seismischen und eruptiven Kräfte ist nicht von der Entfernung von tätigen oder erloschenen Vulkanen abhängig.

III. Es gibt habituelle Stoßgebiete und ganz seebebenfreie Meeresteile; mit Ausnahme der letzteren treten außerdem Seebeben auch vereinzelt und zerstreut in den Ozeanen auf.

1. **Der Atlantische Ozean** [2]). In der Nord-Atlantic wurden die wenigsten Seebeben im sogenannten nordatlantischen Kessel beobachtet, wie denn von den zahlreichen Schiffen, welche auf der transatlantischen Route zwischen Europa und Nordamerika verkehren, sogar noch nie über ein Seebeben berichtet wurde. Dahingegen erwies sich der äquatoriale Teil des Atlantischen Ozeans sowohl der Ausdehnung nach, als auch hinsichtlich der Zahl der Erschütterungen als das größte und regste seismische Gebiet aller Meere; an zwei Stellen läßt die „seismische Zone des äquatorialen Atlantic" (Fig. 46) eine Verdichtung der Bebentätigkeit erkennen. Die westliche Region, welche zum größeren Teile östlich des St. Pauls-Felsens liegt, wird die seismische Zone des St. Pauls-Felsens benannt; alle von hier gemeldeten Seebeben sind als die jetzt noch fortdauernden Äußerungen der einstigen vulkanischen Tätigkeit dieser Stelle zu betrachten. Das östliche größere Gebiet,

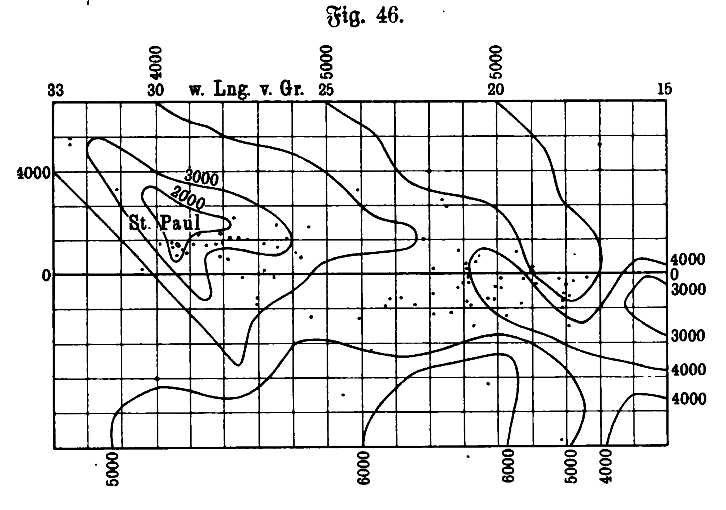
---

[1]) Unter „Depressionen" oder „Tiefsenkungen" versteht man schroff abfallende tiefe Stellen des Meeresbodens in der Nähe des Festlandes oder ihm benachbarter Inseln, welche dadurch entstanden sind, daß ein Teil der festen Erdkruste in die Tiefe versenkt und dann vom Meere bedeckt wurde. Die geographische Lage der wichtigsten Depressionen und unterseeischen Höhenzüge ist aus Fig. 20 ersichtlich.

[2]) Bezüglich des Untergrundes des Atlantischen Ozeans sei folgendes bemerkt: Ein bedeutender Höhenrücken (vgl. Fig. 20) von der Gestalt eines lateinischen S durchzieht diesen Ozean in seiner ganzen Länge von Norden nach Süden; er gibt also in seinem Verlaufe ungefähr die Richtung der beiden Küsten der Alten und Neuen Welt wieder. An einigen Stellen erreicht dieser unterseeische Gebirgszug, der fast nirgends weiter als 3000 m vom Meeresspiegel entfernt ist, eine solche Höhe, daß seine Spitzen als Inseln aus dem Ozean hervorragen, nämlich die Azoren, St. Paul, Ascension und Tristan d'Acunha; seine nördliche Fortsetzung ist der Azorenrücken, seine südliche wird Challengerrücken genannt. Hierdurch wird das Becken des Atlantic in zwei Rinnen längs des Festlandes zerlegt. Die westliche ist die tiefere, in ihr finden sich viele Senkungen unter 6000 m, namentlich im Norden der Kleinen Antillen und an der Küste Brasiliens.

von dem bis 1887 nicht weniger als 34 Seebeben bekannt sind, wird als die äquatoriale Region bezeichnet; sie fällt zusammen mit einem schroffen Absturz des Meeresbodens zu der Stelle der tiefsten Einsenkung (7370 m) unter dem Äquator. Auch in der Nähe der Azoren, namentlich um die mittlere und östliche Inselgruppe herum, findet man die seismischen und vulkanischen Kräfte in voller Tätigkeit, so daß man auch hier von einem habituellen Stoßgebiete reden kann. Ferner liegen mehrfach Anzeichen dafür vor, daß sich zwischen den Azoren und

Fig. 46.



Seismische Zone des äquatorialen Atlantic. Nach E. Rudolph.
Jeder Punkt bedeutet ein Seebeben.

Portugal ein seismisches und vulkanisches Zentrum befindet, dessen Wirkungen sich zu verschiedenen Zeiten mit ungeheurer Kraft über bedeutende Flächen des Meeres wie Festlandes erstreckt haben. Die portugiesische Küste, in deren Nähe der Meeresboden große Unregelmäßigkeiten zeigt, ist gleichfalls des öfteren von Seebeben heimgesucht worden, während von den Kanarischen Inseln bis jetzt noch kein einziges Anzeichen einer untermeerischen Tätigkeit zu allgemeinerer Kenntnis gelangt ist; die vulkanischen Cap Verden-Inseln scheinen nur in sehr beschränktem Maße unterseeischen seismischen Äußerungen unterworfen zu sein. Als vierte größere Zone des Nord-Atlantic reiht sich diejenige der westindischen und Virginen-Tiefe an, welche im Norden von Puerto-Rico und den Kleinen Antillen mit einem ungewöhnlichen Steilabfall des Meeresbodens das tiefste Depressionsgebiet des Atlantischen Ozeans darstellt; hier haben sich auf Tiefen von 6000 bis 7000 m unterseeische Erdstöße und Ausbrüche geltend gemacht. Außer diesen vier geschlossenen habituellen Stoßgebieten kamen ganz vereinzelt und zerstreut über die Fläche des Nord-Atlantic noch mehrere

Seebeben vor, ohne daß irgend eine Beziehung zu einer vulkanischen Insel oder einem Depressionsgebiete des Ozeans erkennbar wäre.

Aus dem Süd-Atlantic liegen nur einige wenige Meldungen von Seebeben vor, welche sämtlich in größerer oder geringerer Nähe von den drei auf dem südatlantischen Rücken gelegenen vulkanischen Inseln Tristan d'Acunha, St. Helena und Ascension stattfanden. Aber ausdrücklich sei betont, daß gerade der Süd-Atlantic einige besonders von deutschen Segelschiffen sehr häufig und zahlreich befahrene Routen aufweist, so daß wir von unterseeischen Vorgängen, falls überhaupt sich welche dort ereigneten, unbedingt Kunde haben müßten.

2. **Das Mittelländische Meer.** Für das Mittelländische Meer ist infolge seiner verhältnismäßig geringen Ausdehnung meist die Entscheidung schwer, ob man es im einzelnen Falle mit einem Erdbeben oder einem Seebeben zu tun hat. Trotzdem läßt sich aber feststellen, daß das westliche Becken in jeder Beziehung, sowohl inbezug auf das häufige Vorkommen von untermeerischen Erdbeben und Ausbrüchen, als auch was den Stärkegrad anbetrifft, hinter dem östlichen weit zurücksteht.

An der Südküste Spaniens und der gegenüberliegenden Küste von Afrika bis nach Tunesien zieht sich eine seismische Zone hin, welche in der Nähe von Algier und Dschidschelli besondere Mittelpunkte zu haben scheint, von denen die seismischen Erschütterungen ausstrahlen. Nördlich vom letztgenannten Punkte liegt in der Tiefe des Meeres eine Ausbruchsstelle, von der aus wiederholt das ganze Becken bis nach Nizza und Genua erschüttert wurde. Das Tyrrhenische Meer bildet ein seismisches Becken für sich; zum Bereiche der Liparen gehören die Nordküste Siziliens und die Westküste des südlichen Italiens.

Über den seismischen Zustand des östlichen Mittelmeerbeckens läßt sich allgemein sagen, daß der Ausgangspunkt aller heftigeren Erschütterungen, seien sie von einer Seewoge (Erdbebenflut) gefolgt oder nicht, im Meeresboden liegt. Von der Insel Zante aus erstreckt sich südwärts zwischen dem 20. und 22.° östlicher Länge eine wichtige seismische Zone, in der wahrscheinlich der Ausgangspunkt für die größeren seismischen Bewegungen des genannten Beckens liegt; danach ist es verständlich, wenn Flutwellen die Küsten Griechenlands, wie es tatsächlich der Fall ist, häufig heimsuchen. Das Gebiet, auf welchem die seismische und eruptive Tätigkeit sich geltend macht, wird durch eine Linie, welche von den Jonischen Inseln im Bogen nach Südost und Ost über Kreta nach Rhodos streicht, begrenzt. Aus dem weiten Raume südlich von Kreta bis nach den Küsten von Afrika und Asien liegen zuverlässige und beglaubigte Mitteilungen über irgend eine seismische oder eruptive Äußerung des Meeresbodens aus neuerer Zeit nicht vor.

3. **Das Amerikanische Mittelmeer** (vgl. Fig. 10). Hier liegen die Verhältnisse in seismischer Beziehung ganz ebenso wie in dem eben

betrachteten Mittelländischen Meere. Die Inselkette der Antillen von Jamaika an über St. Domingo und Puerto Rico, durch die Reihe der Kleinen Antillen bis Trinidad im Süden ist alle Zeit den verheerendsten Erschütterungen ausgesetzt gewesen. Innerhalb dieses Inselkreuzes liegt das Karaibische Meer, in welchem submarine Erdstöße zwar nur in geringer Zahl wahrgenommen sind; desto reger ist aber die seismische Kraft an der Innenseite der Inseln, an welcher die Zentren verschiedener Erschütterungen liegen müssen, deren Fernwirkungen bis zur Landenge von Panama reichten. Der Golf von Mexiko zeigt nicht die geringste Spur von einer seismischen oder vulkanischen Tätigkeit des Meeresbodens.

4. **Der Indische Ozean**[1]). An der Grenze des Atlantischen und Indischen Ozeans, am Kap der guten Hoffnung, am Tafelberge und in der Kapstadt sind Beben höchst selten. Ganz vereinzelte Seebeben kommen vor im Süden von Afrika und von Madagaskar, vor allem aber auf dem völlig inselfreien, weiten Raume zwischen den Mascarenen und Tschagosinseln auf der einen Seite, dem Festlande von Australien auf der andern Seite. Eine scharf ausgeprägte seismische Zone befindet sich an der Außenseite der Andamanen, Nikobaren und Sumatra bis über die Sundastraße hinaus; auf Java und den Kleinen Sundainseln ist es die Innenseite des Inselbogens, mit welcher die seismischen und eruptiven Erscheinungen verknüpft sind. Auch der Meerbusen von Bengalen entfaltete eine gar nicht seltene Tätigkeit.

5. **Der Große oder Pazifische Ozean**[2]). In demjenigen Teile des Pacific, welcher der Inseln fast ganz entbehrt und auch die größere mittlere Tiefe aufweist, werden untermeerische Erdstöße nur ganz einzeln verspürt. Im Nord-Pacific fallen die Seebeben zwischen der nordamerikanischen Westküste und Hawaï auf, im südlichen Teile ereigneten sich einige wenige zerstreut im Osten von Neu-Seeland, in größerer Zahl dagegen in der östlichen Hälfte.

---

[1]) Der Boden des Indischen Ozeans tritt uns als eine große Ebene entgegen, von welcher durch die von Madagaskar nach Vorderindien streichenden Inselgruppen (vgl. Fig. 20) ein kleinerer Teil abgetrennt wird. Abgesehen von den großen Randinseln beherbergt der Indische Ozean in seinem nördlichen Teile zahlreiche kleine Koralleninseln und einige vulkanischen Ursprunges, wie die Amiranten und Seychellen.

[2]) Das Becken des Großen Ozeans (vgl. Fig. 20) stellt sich als eine ungeheure Festlandsscholle dar, die abgesunken und dann vom Meere bedeckt worden ist. Die Übergänge in dieses Becken vom Festlande her sind zum Teil sehr schroff; den bedeutendsten Steilabfall (Tuskaroratiefe) finden wir längs den Kurilen und den nördlichen japanischen Inseln, wo der Boden sehr rasch eine Tiefe von 8000 m und mehr erhält, sowie an der Küste von Mittel- und Süd-Amerika, hier wenigstens in seinem nördlichen Teile, wo ein plötzlicher Übergang zu 4000 m Tiefe stattfindet. Nur einige unterseeische Kettengebirge, deren höchste Erhebungen als Inselreihen aus dem Wasser hervorragen, unterbrechen die Einförmigkeit dieses Meeresgrundes.

Rund um den Pacific sieht man Seebeben usw. in Gruppen oder einzeln an bestimmten Küstenstrecken angegeben. An der Westküste Südamerikas beginnt diese Zone nördlich von Valdivia und reicht bis Callao, in der sich an einzelnen Punkten (Valdivia bis Valparaiso, Iquique, Callao usw.) die Seebeben besonders dicht scharen. In Mittelamerika lassen sich drei solcher Zentren unterscheiden. An der kalifornischen Küste bildet San Francisco den Mittelpunkt eines seismisch und eruptiv gleich regen weit ausgedehnten Gebietes. Sitka und Aljaska machen weiter im Norden den Abschluß an der nordamerikanischen Westküste.

Unter den Aleuten sind einzelne Inseln als Hauptpunkte eruptiver Tätigkeit bekannt. Bei den japanischen Inseln verdichtet sich die ganze Kraft südlich von der Yedo-Bai; eine Linie unterseeischer Vulkane leitet zu den Boninïnseln und den Marianen. Auch die Gewässer zwischen den Inseln Polynesiens werden häufig heimgesucht. In der ganz flachen China- und Javasee kommen hingegen nur vereinzelte Seeben vor.

III. Einwirkungen der Seebeben.

1. **Auf die Schiffe.** Bei der Durchsicht solcher Schiffsberichte über Seebeben, welche die wesentlichsten Momente enthalten, begegnet man am häufigsten der Tatsache, daß die Schiffsinsassen im ersten Augenblicke die Empfindung hatten, als wenn das Schiff den Boden berührt hätte und mit schneller Fahrt darüber hinweggezogen würde, oder aber als ob es wie beim Stranden auf Grund geraten wäre oder auf ein Korallenriff gestoßen hätte. Bald aber läßt sich die wahre Ursache, namentlich an dem nunmehr eintretenden Schwanken des Schiffes, erkennen; denn wäre das Schiff auf eine Klippe gefahren, so hätte es bei dem mehr oder minder starken Seegang, der doch wohl meistens vorhanden ist, zerschellen müssen, während es so vielmehr seine Fahrt mit der früheren Geschwindigkeit fortsetzt.

Naturgemäß ist die Art der Erschütterung, in welche ein Schiff versetzt wird, von der Stärke, Dauer, Zahl, Richtung und Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Stöße abhängig und daher großen Verschiedenartigkeiten unterworfen. Über die Einwirkung der Stoßstärke auf die Schiffe im allgemeinen finden sich nähere Angaben in der Intensitätsskala für Seebeben auf S. 156. Nachstehend seien einige charakteristische Fälle aufgeführt.

Bisweilen, namentlich gerade über dem Epizentrum, wird ein Schiff in seiner Gesamtheit in die Höhe geschleudert[1]); so wurde die

[1]) In gleicher Weise werden bei Seebeben oftmals Fische aus dem Wasser emporgeschnellt, welche man häufig mit „fliegenden Fischen“ verwechselte. Meist sind die Fische tot; es kommt aber auch vor, daß sie zwar

Brigg „Simproniana“ am 25. September 1855 beim Einlaufen in den Hafen von Truxillo (Honduras) durch einen starken vertikalen und dabei horizontal von ESE nach WNW fortschreitenden Stoß emporgehoben, worauf sie wie eine Bleimasse wieder niederfiel, so daß das Wasser rund herum aufspritzte.

Einzig steht die Nachricht da, daß bei dem Beben vom 9. Mai 1887 die Schiffe im Hafen von Caléta plötzlich am Stern (Hinterteil) um 45° emporgehoben worden seien; dazu ist notwendig, daß ein gewisser Zeitunterschied zwischen dem Eintreffen des Stoßes an dem einen und dem gegenüberliegenden Ende besteht.

Daß mit derartigen Bewegungen des Schiffes häufig Geräusche verbunden sind, welche vom Schiffskörper selbst ausgehen, wie Krachen der Planken in ihren Fugen usw., ist natürlich nicht zu verwundern. Diese „Schiffsgeräusche“ dürfen aber nicht etwa mit den „Seebebengeräuschen“ verwechselt werden, welche auf S. 159 bis 160 noch eingehender erörtert werden.

Treffen Stöße das Schiff horizontal von der Seite oder schräg von unten, so wird bei genügender Heftigkeit das Schiff auf die Seite gelegt; wiederholen sich derartige Stöße mehrere Male, so wird die Folge sein, daß das Schiff schwankt, stampft und rollt wie bei einer Böe.

Wenn auch in den weitaus meisten Fällen das Schiff trotz der Heftigkeit des Stoßes nicht einen Augenblick in der Fahrt innehält, sondern im Gegenteil dieselbe mit der bisherigen Geschwindigkeit fortsetzt, so sind auch solche Fälle bekannt geworden, daß ein Schiff durch ein Seebeben im Gange verlor oder gar am Weitersegeln behindert wurde; letzteres wird dann wohl durchweg auf die Wirkung eines Vertikalstoßes zurückgeführt werden müssen. Während derartiges plötzliches Stoppen der Schiffe für gewöhnlich nur einige wenige Sekunden andauert, wurde das Dampfschiff „John Elder“ [1]) bei dem bekannten Erdbeben von Peru am 9. Mai 1877, während es von Valparaiso nördlich nach Callao fuhr, und zwar mit voller Geschwindigkeit, auf der Höhe von Antofagasta durch den Stoß volle vier bis fünf Minuten angehalten!

2. **Auf die Meeresoberfläche.** Die Einwirkungen eines submarinen Erdbebens auf den Wasserspiegel sind höchst verschiedenartig und stehen oftmals geradezu in schroffem Gegensatze zueinander. Im großen und ganzen lassen sich nachstehende vier typische Arten unterscheiden:

---

lebend, aber hilflos auf der Wasseroberfläche umhertreiben, da durch den Stoß die Schwimmblase geplatzt und ihnen so die Fähigkeit benommen ist, unterzutauchen.

[1]) Vgl. C. W. C. Fuchs: „Vulkanische Erscheinungen“. In Tschermaks „Mineralogischen Mitteilungen“ 1878, S. 120.

a) Ruhe. Bei sehr zahlreichen, wenn nicht den meisten, und gerade bei den heftigsten Seebeben wurde die gewiß auffallende, aber gut verbürgte Tatsache festgestellt, daß der submarine Erdstoß an der Meeresoberfläche vollkommen wirkungslos vorüberging; selbst bei langer Schütterperiode und großer Intensität, und sogar bei durchaus ruhiger See ließ sich nicht die geringste Erregung des Meeresspiegels erkennen. Beispielsweise berichtet der Kapitän W. G. E. Walther vom Schiffe „Niphon“ über das schwere Seebeben in dem südlichen Eingang der Ombaaistraße vom 21. Februar 1873 wie folgt: „Bei gänzlicher Windstille bemerkten wir plötzlich um 4^h p. m. eine schwere Erschütterung im Schiffe, wie wenn es über eine Bank oder ein Riff geschoben würde, so daß alle losen Gegenstände auf Deck sowie die Masten in Bewegung gerieten; das hielt etwa eine volle Minute an. Übrigens bemerkten wir trotzdem keine Veränderung im Wasser.“

Bei dem Erdstoß, welcher am 31. August 1886 das östliche Nordamerika erschütterte, wurde sogar eine der gewöhnlichen Annahme gerade entgegengesetzte Wirkung beobachtet: nicht, wie man erwarten möchte, eine Störung des Gleichgewichtes der Wassermasse trat ein, sondern eine Beruhigung des gerade herrschenden Seeganges. Kapitän Vogel vom Dampfer „City of Palatka“ verspürte nämlich 9,45 Uhr nachmittags südlich von Charleston auf $8^1/_2$ Fuß Wasser ein schreckliches, rasselndes Gefühl, das $1^1/_2$ Minuten dauerte. Nach der Abfahrt von Charleston Bar lief eine heftige See aus Südost; als das rollende Gefühl eintrat, hörte die Wellenbewegung auf, und es herrschte während des Rollens vollkommene Ruhe, dann erst setzte die gewöhnliche See aus Südost wieder ein. Dabei war die Erschütterung des Schiffes so stark, daß das Gebälk heftig zitterte.

b) Wallen. In einigen wenigen Fällen macht sich aber, für unsere Anschauung viel näher liegend, eine ganz außerordentliche Erregung und Bewegung der See bemerkbar, welche von den Augenzeugen stets mit der wallenden Bewegung kochenden Wassers verglichen wird. Die charakteristische Eigentümlichkeit dieser Meereserregung besteht vor allem in der Unregelmäßigkeit der Erhebung, wodurch sie sich von anderen durch Wind und Wetter veranlaßten Erregungen der Meeresfläche leicht unterscheiden läßt. Außerdem ist die zeitliche und lokale Beschränkung der ganzen Erscheinung ein bezeichnender Zug derselben. Gelegentlich des Erdbebens am 8. und 9. Januar 1865 in Callao wurde im dortigen Hafen beobachtet, daß sich die Meeresfläche der Bai an der Küste und so weit der Blick reichte, in einem eigenartigen Zustande von Erregung und Gärung befand, indem das Wasser in Strahlen von 12 bis 15 Zoll Höhe emporgeschleudert wurde, so daß es den Anblick kochenden Wassers bot.

c) Wassersäule. Manchmal erheben sich auch in enger Verbindung mit submarinen seismischen Erschütterungen einzelne hohe Wellen bzw. Wassersäulen aus der Meeresoberfläche. Sehr bezeichnend wird diese

Erscheinung von Augenzeugen mehrfach mit der Wirkung eines auffliegenden Torpedos, Fig. 47, verglichen, infolgedessen es schwer halten würde, als deren Ursache etwas anderes als eine ganz lokale submarine Explosion (Vulkanausbruch) anzusehen. Um ein Beispiel anzuführen, sei hier eine Beobachtung mitgeteilt, welche am 12. Januar 1878 Kapitän Garden von seinem Schiffe „Northern Monorch" aus im offenen Ozean machte. Er sah, wie in einer Entfernung von fünf bis sechs Seemeilen die See in Gestalt einer Säule zu bedeutender Höhe, wahrscheinlich über 80 Fuß, emporgeschleudert wurde; dieser eigentümliche Vorgang wiederholte sich drei-

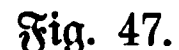


Fig. 47.



Wassersäule, hervorgerufen durch Sprengung einer submarinen Mine.
Nach H. L. Abbot.

bis viermal. Dabei konnte man wahrnehmen, wie jede Erhebung niedriger war als die vorhergehende; nachdem das Wasser an der Stelle drei- oder viermal gleich schweren Brechern [1]) gebrandet hatte, war bald darauf alles wieder eben, und man sah nichts mehr.

d) Große Aufwölbung. Schließlich erübrigt es noch, auf eine Erscheinung aufmerksam zu machen, welche freilich ganz vereinzelt dasteht, deswegen aber nicht weniger glaubwürdig und bedeutsam ist als die vor-

[1]) Unter „Brechern" oder „Sturzseen" versteht man die hohen brandenden und sich überstürzenden (sich brechenden) Wellen.

genannten. Kapitän Armstrong vom Schiffe „Alps“ fühlte an der Südküste von Kuba am 23. September 1887, morgens früh um 7 Uhr herum, in kurzen Zwischenräumen fünf Stöße eines unterseeischen Erdbebens. Die See war ganz glatt. Als der erste Stoß verspürt wurde, schien sich die See für die Dauer von etwa drei Sekunden in ihrer ganzen Masse ohne die geringsten Brecher zu heben, dann war die See wieder glatt wie zuvor. Rudolph denkt sich die Abwickelung dieses Vorganges derart, daß sich die Meeresoberfläche, wahrscheinlich infolge einer unterseeischen Eruption, über eine gewisse Fläche hin aufwölbte. Dabei wird der senkrechte Betrag der Aufwölbung gerade an der Stelle des Schiffes am größten gewesen sein, so daß sich also das Schiff selbst im Zentrum der aufgewölbten Fläche befand; infolgedessen mußte, wie es in der Natur des flüssigen Elementes begründet ist, nach allen Seiten hin rund um das Schiff herum die Aufwölbung abgenommen haben. In einer gewissen Entfernung, die von der Stärke der auf dem Meeresboden wirksamen hebenden Kraft abhängig ist, ging dann die Aufwölbung ganz unmerklich wieder in den ungestörten Meeresspiegel über.

Wenn ich vorweg schon hier darauf aufmerksam mache, daß die unter a) und b) besprochenen Erscheinungsformen den tektonischen, also den eigentlichen Seebeben zukommen, die unter c) und d) aufgeführten submarinen Vulkanausbrüchen ihre Entstehung verdanken, dann ist man zu sagen berechtigt, daß die Einwirkungen eines unterseeischen Erdstoßes auf die Meeresoberfläche schwach sind und selten vorkommen; infolgedessen liegt der Gedanke nahe, daß die große Mächtigkeit der Wassermasse eine stark abschwächende Wirkung ausübe.

3. **Auf das Festland.** Die Einwirkungen der Seebeben auf das Festland können zweierlei Art sein, nämlich direkte und indirekte.

Wenn der Herd des Seebebens nahe der Küste lag, so ist es natürlich einleuchtend, daß sich die Erschütterung des Meeresbodens, gerade so wie durch die Wassermassen zur Meeresoberfläche hin, durch die Gesteinsmassen zur Landoberfläche fortpflanzt und dort bei genügender Stärke als regelrechtes (wenn der Ausdruck erlaubt ist) terrestrisches Erdbeben verspürt wird. Daß dies tatsächlich vorkommt, und zwar sehr häufig, ist im vorigen Kapitel, namentlich aber S. 62 bis 65 genugsam betont und ausgeführt worden; hier sei nur kurz noch einmal daran erinnert, daß fast alle Erdbeben Griechenlands, sowie ein großer Teil der japanischen Beben ihren Ursprung in den umgebenden Meeren nehmen.

Des weiteren werden aber die Küstengebiete mancher Länder sehr häufig von den mächtigen **Erdbebenflutwellen** (vgl. S. 108 bis 111) heimgesucht. Diese stellen nichts anderes dar als ozeanische Wassermassen, welche, durch unterseeische Vulkanausbrüche [1]) in Bewegung gesetzt, bis

[1]) Besonders bekannt geworden, namentlich durch die eingehenden Untersuchungen Verbeeks („Krakatau“, Batavia 1885), ist die verheerende Flut-

zu 20 m und selbst noch höher über ihren normalen Stand aufgetürmt und mit oft unwiderstehlicher Gewalt weithin bis zu den Küsten und oftmals sogar kilometerweit ins Land hinein getrieben werden. Die Überflutungen können ganze Städte bis auf die Grundmauern wegschwemmen, während die Wasserberge Schiffe über den Hafen hinweg weit landeinwärts zu werfen vermögen.

IV. Entstehung und Arten der Seebeben.

1. **Allgemeines.** Wie bereits in der Einleitung angedeutet, lassen sich die Ergebnisse der Erdbebenforschung nicht ohne weiteres auf die Seebeben anwenden. Wenn schon E. Sueß bezüglich der Erdbeben in Verlegenheit war, wo in einzelnen Fällen die Grenze zwischen einem Dislokationsbeben und vulkanischen Erscheinungen zu ziehen war, so trifft dies für die Seebeben noch mehr zu; denn es hat sich gezeigt einerseits, daß submarine Explosionen stets ein Seebeben verursachen, anderseits aber auch, daß Seebeben ihresteils submarine Eruptionen hervorzurufen vermögen.

2. **Einteilung.** Theoretisch muß auf eine jede seismische Erschütterung des Meeresbodens eine Hebung des Wassers an der Oberfläche erfolgen; aber gerade hierbei treten, wie wir S. 142 bis 144 gesehen haben, die größten Verschiedenartigkeiten in der Erscheinungsform auf, und eben dies hat E. Rudolph die Möglichkeit geboten, bezüglich der Ursächlichkeit die Seebeben einzuteilen in submarine Dislokationsbeben und vulkanische Seebeben, natürlich unter den vorbesprochenen Einschränkungen.

a) Submarine Dislokationsbeben oder tektonische Seebeben. Wenn ein auf hoher See von einem Schiffe verspürter submariner Erdstoß entweder an der Meeresoberfläche wirkungslos vorübergeht, oder aber eine weite Fläche in Unruhe versetzt, so trägt das Seebeben den Charakter eines tektonischen oder Dislokationsbebens.

---

welle, welche am 27. August 1883 durch eine Explosion des Vulkans Krakatau in der Sundastraße hervorgerufen wurde. Die Tätigkeit dieses Vulkans begann bereits am 20. Mai desselben Jahres, um dann allmählich abzunehmen; jedoch entwickelte sie sich am 26. August wieder rasch zu gewaltiger Stärke, worauf am folgenden Morgen der Höhepunkt mit einer furchtbaren Explosion erreicht wurde, welche zwei Drittel der vordem $33^1/_2$ qkm großen Insel ins Meer versenkte und an deren Stelle Meerestiefen von 200 bis 300 m treten ließ. Die Folge hiervon war eine riesige Meereswoge, die stellenweise 30 m Höhe erreichte und an den benachbarten Gestaden Städte, Dörfer und Wälder überflutete, sowie auf deren Trümmern große Mengen mißfarbenen Schlammes ablud. Bimssteine, Leichen und Bäume schwammen in wüstem Durcheinander in der Sundastraße umher, und zwar so dicht, daß selbst Dampfer sich nur mit Mühe da und dort einen Weg zu bahnen vermochten; die Zahl der verlorenen Menschenleben wurde nachher auf nahezu 40000 berechnet. Diese gewaltige Sturzwelle machte sich, mit der Entfernung allerdings rasch an Stärke und Höhe abnehmend, in allen Ozeanen geltend. Heftige Erdbeben fehlten hierbei jedoch gänzlich.

Wird der Meeresboden von einem Erdbeben heimgesucht, so dehnt sich die seismische Erschütterung über einen größeren Flächenraum aus. Die elastische Erdbebenwelle erleidet an der Grenzfläche des Meeresgrundes und der ozeanischen Wassermasse eine Veränderung, indem sie gebrochen wird und dann in das sich als elastischen Körper verhaltende Wasser übertritt. In demselben verbreitet sie sich in Form einer Kompressions- und Dilatationswelle mit der Fortpflanzungsgeschwindigkeit des Schalles [1]) und macht sich, sobald sie auf einen anderen Körper, etwa einen Schiffsrumpf, trifft, als Stoß bemerkbar. Hat die die Welle erregende Erschütterung aufgehört, so endet auch die Stoßwelle. An der Oberfläche des Meeres kann die kurze, heftige Stoßwelle, welche die oberste Wasserschicht zusammendrückt, im allgemeinen keinerlei Oberflächenwellen hervorrufen; nur die senkrecht zur Meeresfläche gerichteten Stöße vermögen den Widerstand der Atmosphäre zu überwinden, zerreißen die Oberflächenschicht des Wassers und werfen kleine Strahlen auf, die den Eindruck des Aufwallens erwecken, als koche und siede das Wasser.

Fragen wir uns nun nach den **Entstehungsursachen** der tektonischen Seebeben, so stoßen wir bei der Beantwortung auf große Schwierigkeiten. Während wir für die meisten Erschütterungen der Festländer deren Beziehungen zu der senkrechten Gliederung (Gebirgen usw.) in unzweideutiger Weise zu erkennen vermögen, trifft dies für die Seebeben durchweg nicht zu, weil wir die Höhen- und Tiefenverhältnisse der Ozeane einwandfrei nur sehr wenig kennen; beruht doch die Einzeichnung der Isobathen, d. h. der Verbindungslinien aller Orte mit gleicher Meerestiefe, in die Karten vielfach nur auf Kombination. Ferner wissen wir nichts über die geologische Zusammensetzung der submarinen Erdrinde, nichts über das Gesteinsmaterial, aus dem sie besteht, nichts über die Art, in welcher die geodynamischen Kräfte in derselben wirken.

Es ist daher nicht zu verwundern, wenn sich namhafte Forscher, so unter anderen Faye, Helmert, Pilar, Pratt, besonders aber O. Fisher [2]), eingehend mit der Frage nach der Bildung der Ozeane bzw. der Dichtigkeit des Meeresgrundes beschäftigt haben, ohne aber eine endgültige Lösung herbeiführen zu können. Namentlich die Theorie des letztgenannten scheint zwar im ersten Augenblicke viel Beweiskraft zu besitzen, jedoch vermochte seine Ansicht bei weitem nicht in allen Fällen dem Gewichte der beobachteten Tatsachen standzuhalten. Rudolph hat die Richtigkeit dieser Theorien, soweit es möglich war, an dem ihm bekannt gewordenen Beobachtungsmaterial von Seebeben geprüft (worauf näher einzugehen hier jedoch zu weit führen würde)

---

[1]) Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit des Schalles im Wasser beträgt bekanntlich 1434 m pro Sekunde gegen nur etwa 330 m sekundlich in der Luft.

[2]) O. Fisher: „Physics of the Earth's Crust"; London 1881.

und kommt nun selbst zu dem nachstehend in aller Kürze mitgeteilten Ergebnisse, welches wohl der Wahrheit am nächsten kommen dürfte:

Wir wissen, daß dem Meeresboden größere eigentliche Gebirge, also Faltungen, vollkommen oder fast gänzlich fehlen, wenn sich auch über den Grund hierfür nur Vermutungen aufstellen lassen. Faltung ist jedoch nicht die einzige Art der Störung, von welcher die Schichten der festen Rinde betroffen sind; eine andere ebenso weit verbreitete besteht in den Verwerfungen, welche die Erdkruste überall, in den Gebirgen wie in den Ebenen, durchsetzen. Wie die Runzelung das Resultat seitlichen Zusammenpressens ist, so entstehen Dislokationen durch Spalten, welche sich infolge senkrechten Zusammenziehens bilden. Es sind nur zwei Fälle denkbar, in denen im Meeresboden Spalten entstehen müssen. Eine Verringerung des Inhaltes der inneren Erdmasse durch Abkühlung oder durch Auswurf eruptiver Massen, sei es aus ozeanischen Vulkanen oder durch submarine Ausbrüche, wird radiale Zusammenziehung und -Pressung der untermeerischen Schollen bedingen; in Anbetracht der weiten Verbreitung der vulkanischen Erscheinungen in den Ozeanen muß man annehmen, daß dieser Vorgang sich überall abspielen kann. Anderseits bestehen in der festen Erdrinde infolge ungleicher Dichteverteilung starke Spannungsunterschiede[1]), welche, sobald sie einen gewissen Betrag erreicht haben, durch Spalten und Verwerfungen ihre Auslösung finden. Es gibt wohl nirgends größere Unregelmäßigkeiten in der Dichteverteilung als an den großen Bruchspalten, wo der dichte Meeresboden mit den Kontinenten zusammenstößt; daraus erklärt sich die Tatsache, daß die minder dichten und ungleichartig zusammengesetzten Festlandschollen durch die wagerechte Zusammenpressung in Gebirgsfalten gelegt werden. In den dichteren, wahrscheinlich gleichartig gebildeten und deswegen starreren submarinen Schollen wird dagegen jede Störung der Gleichgewichtslage durch Bildung von Spalten wieder ausgeglichen. Verschiebungen der einzelnen Flügelstücke einer Verwerfungsspalte gegeneinander, sei es in senkrechter oder wagerechter Richtung, sind ohne Erschütterung der Schollen gar nicht denkbar. Es ist eine Eigentümlichkeit dieser tektonischen Erdbeben, daß sie bei geringer seitlicher Ausdehnung der Schütterfläche sich in einer bestimmten, mit der Spalte zusammenfallenden Richtung fortpflanzen. Da es gelungen ist, auch für die Seebeben derartige S t o ß l i n i e n nachzuweisen, so ist damit die Zusammenziehung der unter den Ozeanen liegenden Teile der Erde erwiesen. So erstreckt sich beispielsweise fast 550 Seemeilen weit zwischen den Azoren und Madeira eine solche Dislokationslinie in unzweideutig linearer Richtung; weitere derartige Stoßlinien verlaufen im Meeresboden des Pacific entlang der Westküste von Südamerika, ferner in der

[1]) Vgl. hierzu auch das auf S. 51 über „Spannungsbeben“ Gesagte, wie denn L ä s k a die tektonischen Seebeben geradezu als solche aufgefaßt wissen will.

Nähe von Südjapan (vgl. hierzu auch das auf S. 64 von der Lage der Bebenherde Gesagte).

Es wäre aber ein vergebliches Bemühen, wollte man alle die einzelnen über die ozeanische Flur zerstreuten Stoßpunkte auf Schütterlinien und Spalten im Meeresboden zurückführen; nicht einmal für die bekannteren seismischen Gebiete würde es gelingen. Bezüglich dieser Fälle muß man für die Erklärung noch eine andere Kraft zu Hilfe nehmen, und Rudolph sieht diese in Übereinstimmung mit Fisher in der im Magma vorhandenen Energie. Setzen wir voraus, daß die Erdrinde auf einer flüssigen oder plastischen Unterlage[1]), dem Magma, ruhe. Die in dem Magma eingeschlossenen Gase und Dämpfe sind unter der dichteren und schwereren subozeanischen Rinde einem größeren Drucke unterworfen als unter den subkontinentalen Teilen; die Spannung, in der sie sich befinden, ist also entsprechend dem Gewichte der darüberliegenden Kruste eine höhere. Aus diesem Umstande darf man dem Magma die Fähigkeit zuschreiben, in die unterseeische Rinde von unten her gleichsam Keile (sogenannte „Intrusivstöcke") zu treiben, wodurch die letztere zugleich erschüttert wird. In welcher Weise aber die Intrusion der Magmamasse in die plastischen tieferen Teile der Erdrinde vor sich geht, läßt sich zurzeit natürlich noch nicht feststellen.

Faßt man die obigen Ausführungen kurz zusammen, so ist man zu sagen berechtigt, daß die tektonischen Seebeben entweder mit der Bildung von submarinen Dislokationen in Verbindung stehen, oder aber von örtlichem Eindringen (Intrusionen) der Magmamasse in den Meeresboden herrühren.

b) Vulkanische Seebeben. In jenen Fällen, welche durch große Aufwölbungen der Meeresoberfläche, durch die sogenannten Erdbebenflutwellen, oder durch jähes Auffliegen einer Wassersäule gekennzeichnet sind, ist das Seebeben den vulkanischen zuzuzählen. Derartige Bewegungsformen der ozeanischen Wassermassen verdanken ihre Entstehung gewaltigen unterseeischen Eruptionen[2]), seien es Dampf- oder

---

[1]) Besser noch als die unbegrenzten Kraftwirkungen des eigentlichen magmatischen Erdinnern würden die engbegrenzten in A. Stübels peripherischen Herden den Vorgang zu erklären vermögen.

[2]) Es möge hier nur eine Schilderung einer solchen Eruption Platz finden, welche in jeder Hinsicht als typisch angesehen werden kann: Am 26. Juli 1856 befand sich das Walfischfängerschiff „Alice Frazer", Kapitän C. H. Newell, mit sechs anderen Walern in der Onnimahstraße, König Georgs- oder St. Lazarus-Archipel, um dem Schauspiel eines schrecklichen Ausbruches beizuwohnen, von dem man schon mehrere Stöße verspürt, und dessen langes und dumpfes Brüllen man gehört hatte. Nach Verlauf von 12 Stunden, während welcher Zeit schwarzer, dichter Rauch in verschiedener Stärke sich senkrecht bis zu bedeutender Höhe erhoben hatte, trieb ein starker Wind aus Süden den Rauch aufs Meer hinaus und verursachte völlige Finsternis. Gleichzeitig vernahm man ein langes und dumpfes Grollen gerade unter dem Schiff, das sofort eine Erklärung fand durch das Erscheinen eines

Gasexplosionen oder Ergüsse von Lava, welche durch die Berührung mit der kalten Wassermasse ebenfalls Dampfmassen erzeugen müssen.

Wie sich die Verhältnisse bei einem Vulkanausbruch in der Tiefsee[1]) gestalten, entzieht sich unserer Kenntnis, und doch ist nicht daran zu zweifeln, daß Eruptionen in der subozeanischen Erdrinde in gleicher Weise, aber in bedeutend großartigerem Maßstabe stattfinden als auf den Fest-

Fig. 48.



Entstehung der Insel Ferdinandea im Mittelmeer im Juli 1813.

ländern; einen Beweis für deren großartige Wirkungen sehen wir unter anderem in den Erdbebenflutwellen. Die an der Seeoberfläche sichtbare Phase der Eruption vollzieht sich stets derart: Eine Wassersäule erhebt sich zu größerer oder geringerer Höhe, es folgt das Ausstoßen von Dampf und Rauch, oft auch von Flammen, vermischt mit Aschen und Bimssteinmassen[2]). Aus letzteren baut sich bei längerer Dauer des Ausbruches eine

Vulkans, welcher sich plötzlich in der Mitte der kleinen Flotte erhob. Anfangs wallte das Wasser auf, erhob sich ungestüm zu wilden Wogen, und dann sprang es wie der Wasserstrahl einer gewaltigen Quelle, in glänzender Wassersäule sich um sich selber drehend, zu großer Höhe empor. Unter Donnergebrüll, welches die Luft mächtig erschütterte, sah man Flammen und Rauch, Lava und Bimsstein aufschießen. Ebenso plötzlich wie sie angefangen, hörte die submarine Eruption auch wieder auf. (Aus A. Perrey: „Note sur les tremblements de terre“. In den Bulletins de l'Académie de Bruxelles, 1859, S. 59.

[1]) Vgl. jedoch die Ausführungen auf S. 270 bis 276 in H. Haas: „Der Vulkan. Die Natur und das Wesen der Feuerberge im Lichte der neueren Anschauungen“; Berlin 1903.

[2]) Wie J. Thoulet in seiner Abhandlung: „Les volcans sous-marins“ (im 73. Jahrgang 1903 der Revue des Deux Mondes), gestützt auf experimentelle Versuche, ausgeführt, sollen die Bimssteinmassen, welche weithin den Boden der Ozeane bedecken, wenigstens soweit sie größere Brocken bilden, stets

Insel[1]) auf (Fig. 48, a. v. S.), welche aber meistens infolge der so vergänglichen Natur ihres losen Materials der zerstörenden Gewalt der Wogen nicht zu widerstehen vermag und dann nach kurzem Dasein wieder verschwindet. Längere Zeit hindurch andauernde Eruptionen von flüssiger Lava werden das ozeanische Wasser durchwärmen.

Geht die submarine Eruption aus einem unter dem Meere befindlichen Vulkan vor sich, so wird die plötzliche Explosion ein Seebeben verursachen. Umgekehrt kann aber auch das Seebeben zuerst stattfinden

---

submarinen Ausbrüchen ihre Entstehung verdanken; aber die Bimssteinfelder, welche oft in großer Ausdehnung von den Schiffen auf dem offenen Ozean angetroffen werden, weit entfernt von allen Inseln und Festländern, sollen unzweifelhaft von auf dem Festlande gelegenen Vulkanen herrühren. Denn die Poren der aus unterseeischen Vulkanen stammenden Bimssteine sind beim Austritte aus dem Eruptionskanal mit heißen Gasen erfüllt, bei der Berührung mit dem kalten Meerwasser zerspratzen sie, das Wasser dringt in sie hinein und beschwert sie; infolgedessen gelangen sie niemals an die Meeresoberfläche, sondern müssen am Boden bleiben, wo sie eine palagonitische Umwandlung erleiden. Jedoch können die in den tieferen Regionen der Ozeane dahinfegenden Strömungen die Bimssteinstücke in große Ferne vom Ursprungsorte wegführen. Anderseits aber vermögen die ins Meerwasser geratenden Bimssteinstücke übermeerischer Vulkane nicht unterzusinken, außer wenn sie zu feinem Sande zerrieben sind.

[1]) Ein treffendes Beispiel für die Bildung solcher vulkanischer Inseln bietet die Insel Ferdinandea im Mittelmeer. Sie entstand im Jahre 1813 zwischen Sizilien und der Insel Pantellaria durch vulkanische Tätigkeit; ihr aus losen Auswurfmassen bestehender Grund wurde allerdings noch in demselben Jahre ein Opfer der Zerstörungswut der Wellen. Am 8. Juli sah der Führer einer sizilianischen Brigantine eine sich bis zu 80 Fuß erhebende Wassermasse; kurz darauf brach unter heftigem Getöse eine dicke Rauchwolke auf. Aber erst am 12. begann der Auswurf von Schlacken. Fr. Hoffmann fand am 20. bereits eine Insel vor, bestehend aus dem Rande eines Kraters, der fortwährend Schlacken in Form einer 600 Fuß hohen, sich oben garbenförmig erweiternden Säule auswarf; vom 12. August an war die Rauchsäule in Sizilien nicht mehr sichtbar. Die Insel stieg steil aus dem Meere, das an ihren Küsten eine Tiefe von 700 Fuß besaß, bis zu 70 bis 80 Fuß über den Wasserspiegel empor und bestand aus lockerem Sand und einzelnen größeren Schlackenstücken; im Innern des Kraters befand sich beständig siedendes Wasser. Schon Ende November 1813 war die Insel dem Wasserspiegel wieder gleich, und am 28. Dezember fand man an ihrer Stelle eine Meerestiefe von 24 Klaftern (etwa 45 m).

Ein weiteres interessantes Beispiel, entnommen den „Annalen der Hydrographie und maritimen Meteorologie" 1878, S. 234, möge hier folgen: Kapitän Lunginers vom dänischen Schiff „Lutterfeld" wäre am 10. Dezember 1877 in der Nähe von Feuerland beinahe auf eine kleine Insel von etwa 20 m Höhe aufgelaufen. Das Schiff drehte bei, bis der Tag angebrochen war, worauf der Kapitän mit einem Boot nach der neuen Insel hinfuhr, welche seit ihrer ersten Wahrnehmung bereits allmählich an Größe abgenommen hatte. Rings um die kegelförmige Felsmasse zischte das Wasser, und obwohl kein Rauch aufstieg, war dieselbe doch zu heiß, um eine Landung zu gestatten. Langsam fuhr die Insel fort zu sinken, war um 8 Uhr morgens vollständig unter der Meeresoberfläche verschwunden, und eine Stunde später segelte das Schiff über die Stelle fort, welche kurz vorher die Insel eingenommen hatte.

und die bewirkende Ursache der submarinen Eruption sein, indem etwa durch Öffnen einer Spalte, wodurch das Seebeben überhaupt verursacht sein kann, zugleich dem Magma oder den gespannten Dämpfen ein Ausweg geboten wird. Für beide Fälle, von denen der letztere jedenfalls häufiger vorkommt, können wir uns auf Beispiele stützen.

Es erregt für unsere landläufige Auffassung Befremden, daß die unterseeische vulkanische Tätigkeit in ihrer Äußerung von der des angrenzenden Festlandes vollkommen unabhängig ist, was sich oft genug in dem Umstande äußert, daß selbst bei den schwersten Seebeben und den, ihrer Wirkung nach zu urteilen, großartigsten submarinen Ausbrüchen die Vulkane des Festlandes sich nicht im mindesten regten. Ferner ist die Tatsache beachtenswert, daß die eruptiv-vulkanischen Gebiete des Meeres durchaus nicht ebensolchen in gleicher Weise tätigen an der gegenüberliegenden Küste entsprechen.

Beschäftigen wir uns nunmehr mit den **Entstehungsursachen**[1]) der verschiedenen Bewegungsformen, welche die ozeanischen Wassermassen infolge von submarinen Eruptionen annehmen.

Große Aufwölbungen. Man muß annehmen, daß die vulkanischen Eruptionen, plötzliches Hervorstoßen großer Massen glutflüssiger Lava, wodurch nicht nur Dampfexplosionen, sondern auch bergartige Aufstauungen der Lava auf dem Meeresboden bewirkt werden müssen, auf eine verhältnismäßig kleine Fläche beschränkt sind; dann wird auch die Stoßwirkung lokalisiert sein. Da es sich außerdem um einen Austritt magmatischen Materials am Meeresboden handelt, so muß auch eine Verdrängung des Wassers stattfinden, die sich allein nach der Richtung des geringsten Widerstandes, d. h. nach oben bemerkbar machen muß, wodurch an der Meeresoberfläche eine sich in horizontaler Ausdehnung weithin erstreckende flachkugelschalenförmige Aufwölbung der gesamten Wasserschicht verursacht wird.

Erdbebenflutwellen. Der durch einen submarinen Ausbruch hervorgerufene Stoß wird sich in Form elastischer Kugelwellen aus-

---

[1]) Hierfür stand E. Rudolph ein äußerst reichhaltiges und exaktes Beobachtungsmaterial zur Verfügung, welches bei Sprengungen von Seeminen in Amerika und Frankreich von Henry L. Abbot einerseits, sowie anderseits von Moisson und Audic gesammelt worden ist. Auf Grund dieses umfangreichen Materials gelang es Rudolph (im 2. Heft des III. Bandes von Gerlands „Beiträgen zur Geophysik"), die äußerlich wahrnehmbaren Wirkungen submariner Explosionen und die dynamischen Vorgänge im Innern der Wassermassen mit größtmöglicher Genauigkeit zu untersuchen und darzulegen. Bemerkt sei übrigens noch, daß bereits im Jahre 1890 Bertelli in seiner Arbeit „Studî comparativi fra alcune vibrazioni meccaniche artificiali e le vibrazioni sismiche" einen ähnlichen Versuch gemacht hat, der jedoch zu keinem nennenswerten Ergebnisse führte. Dies ist auch nicht zu verwundern, wenn man erfährt, daß Bertelli im ganzen nur 6 Minensprengungen beigewohnt hat, während allein das amerikanische Material, welches Rudolph bearbeitete, nicht weniger als 697 Explosionen umfaßt.

breiten. Trifft die Bewegung auf die Grenzfläche zweier Mittel, also in unserem Falle auf den Meeresboden, so geht eine Welle als zurückgeworfene (reflektierte) in das erste Mittel zurück; jeder Punkt der Grenzschicht wird aber zugleich Mittelpunkt einer Welle, die in das zweite System mit veränderter Geschwindigkeit übertritt. In dem Wasser bildet sich somit eine neue Kugelwelle, welche in konzentrischen Kreisringen an die Oberfläche gelangt. Hierdurch wird die Meeresoberfläche in oszillierende Wellenbewegung versetzt, d. h. die einzelnen Wasserteilchen schwingen senkrecht zur Oberfläche auf und nieder, wobei die Wellenbewegung sich in immer weiteren Kreisringen längs der Meeresoberfläche fortpflanzt. Da bei einer submarinen Eruption die erste Stoßwirkung eine ganz bedeutende Kraft zu entwickeln vermag, so wird auch die Amplitude der Oberflächenwelle, d. h. die größte Abweichung der Wasserteilchen von ihrer Ruhelage, sehr erhebliche Beträge annehmen können. Die ursprüngliche Kreisform dieser Oszillationswellen erleidet jedoch im Verlaufe der Fortpflanzung die mannigfaltigsten Störungen, sobald sich Hindernisse, namentlich Inselgruppen, in den Weg stellen.

Sehr deutlich läßt sich die Wirkung der Erdbebenflutwellen an den Aufzeichnungen der Flutmesser[1]) verfolgen. Dies sei an einem Beispiel gezeigt. Der Ausbruch eines unterseeischen Vulkans[2]) im Meerbusen von Bengalen am 31. Dezember 1881 rief Flutwellen hervor, welche die Flutmesser an den Küsten der Bai verzeichneten; die zu Port Blair gewonnene Kurve[3]) ist in Fig. 49 wiedergegeben. Die einzelnen Wellen folgten in vollkommen gleichen Zeitabständen (15 Minuten zu Port Blair) und anfangs gleicher, später abnehmender Höhe aufeinander. Zu Port Blair lassen sich zwei Reihen von Wellen unterscheiden: die 1., 2., 3. Welle ist bedeutend kleiner als die 2., 4., 6.; unter sich sind sie aber ganz gleich hoch. Verbindet man die Spitzen der zweiten Wellenreihe, so läuft die Verbindungslinie derselben der absteigenden Normalkurve parallel. Die Wellen trugen also ganz den Charakter von oszillierenden an sich, die in regelmäßigen Zwischenräumen an das Ufer

---

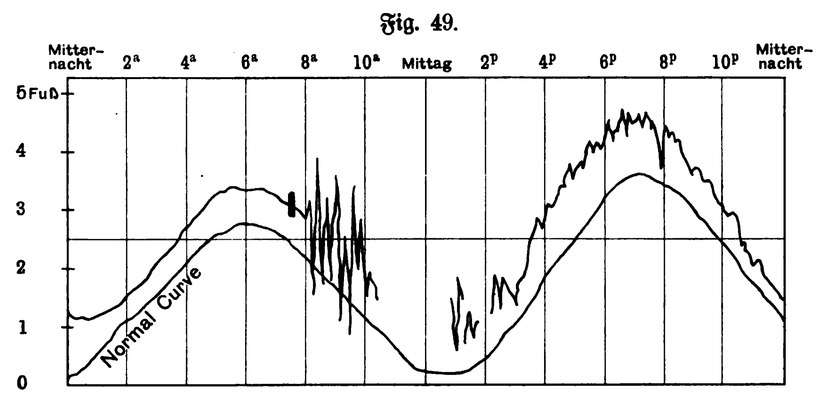
[1]) Unter einem „Flutmesser“ oder „Mareographen“ versteht man eine Vorrichtung zur selbsttätigen Aufzeichnung von Flutkurven, d. h. Kurven, durch welche die Gesetze des Steigens und Fallens des Meeres infolge von Flut und Ebbe oder anderen Umständen am besten zum Ausdruck kommen.

[2]) Das Schüttergebiet hatte nach den Untersuchungen von R. D. Oldham (Reports of the Geological Survey of India, 1884) eine fast kreisförmige Gestalt, dessen Durchmesser von Nord nach Süd gegen 1600 engl. Meilen, von West nach Ost über 1500 engl. Meilen betrug mit einer Oberfläche von 2000000 engl. Quadratmeilen = 5000000 Quadratkilometern; das Epizentrum lag im Ozean wahrscheinlich unter 15° nördl. Br. und 89° östl. L. Eigentlicher Schade wurde nur auf den Andamanen angerichtet, wo in Port Blair die Mauern der Militärkaserne Risse zeigten, und auf Kar Nikobar unter den Kokosnußwäldern und den Hütten der Eingeborenen.

[3]) Kopie aus den Proceedings of the Asiatic Society of Bengal, 1883.

schlugen und von denen die erste zugleich die größte war. Da die Wellen mitten im Meerbusen von Bengalen ihren Ursprung hatten, so traf die von Ost ausgehende Reihe die Westküste der Andamanen, an welcher sich jede Welle teilte. Da ferner Port Blair an der Ostseite der größten Insel der Süd-Andamanen liegt, so mußte es von einer doppelten Wellenreihe getroffen werden, von welcher die eine durch den

Fig. 49.



Aufzeichnungen des Flutmessers zu Port Blair gelegentlich des submarinen Vulkanausbruches im Meerbusen von Bengalen am 31. Dezember 1881.

engen Kanal zwischen der großen Insel der Mittel-Andamanen und derjenigen der Süd-Andamanen zu laufen hatte, um Port Blair zu erreichen, während die andere um das Südende der Insel herum eintraf.

Wassersäule. Auf gleiche Ursache, nämlich die kurze Stoßwelle, läßt sich nicht die Entstehung der hohen Wassersäulen zurückführen. Dieselben erheben sich erst einige Zeit nach der Aufwölbung und rühren unzweifelhaft von der Ausdehnung und dem Drucke der Explosionsgase auf das Wasser her, welche zuletzt in Blasen an die Oberfläche steigen. Der Verlauf der Erscheinung ist, wie sich aus photographischen Momentaufnahmen beim Sprengen von Seeminen (vgl. Fig. 47) ergab, derart, daß die freie Wasseroberfläche sich zunächst sanft aufzuwölben beginnt. Je höher die Spitze dieses Wasserdomes aufsteigt, desto mehr verringert sich der Umfang der Wölbung, und die rundlichen Teile sinken wieder zurück; schließlich verwandelt sich der Dom in eine eng umschlossene, zusammenhängende Garbe oder Wassersäule. Aber schon in geringer Entfernung von der kreisförmigen Basis dieses allseitig nach oben umkippenden Wasserzylinders verbleibt das Wasser in verhältnismäßiger Ruhe. Bemerkenswert ist noch, daß die hiermit verbundenen Schallerscheinungen genau von derselben Fläche ausgehen, auf welcher sich die Wasserstrahlen erheben, d. h. nur von dem Gebiete, welches senkrecht über dem Explosionszentrum liegt.

Kommen wir zum Schluß, so müssen wir unsere Ansicht dahin aussprechen, daß

I. die sogenannten Erdbebenflutwellen von subozeanischen vulkanischen Ausbrüchen herrühren;

II. die submarinen Eruptionen im Gefolge von Seebeben auftreten können;

III. die submarinen Explosionen stets ein Seebeben verursachen.

V. Fortpflanzung der Seebeben.

1. **Allgemeines.** Die vom Meeresboden aus in die Wassermasse übergehende Wellenbewegung kann sich, wie auch aus den vorhin aufgeführten theoretischen Erwägungen hervorgeht, nur als senkrechte oder nahezu senkrechte durch das Wasser fortpflanzen. So wird denn auch bei vielen Seebeben von den betreffenden Beobachtern geradezu gesagt, das Fahrzeug sei in die Höhe gestoßen worden. Wenn aber trotzdem in den Berichten nicht immer von einer senkrechten Bewegung die Rede ist, so läßt sich doch aus den Einwirkungen des Seebebens auf das Schiff häufig auf eine solche schließen. Folgen nämlich die Wellen in ganz kurzen Zwischenräumen aufeinander, so wird ein von diesen getroffenes Schiff in Zittern geraten, welches entweder als ein regelmäßiges oder als ein unregelmäßiges wahrgenommen wird, je nachdem die Zeitabschnitte zwischen den einzelnen Wellen gleiche oder ungleiche Dauer haben, und die Stärke der einzelnen Wellen gleich bleibt oder aber abwechselnd bald größer, bald geringer ist.

Nach dem Gefühl und der mechanischen Wirkung kann man auch für die Seebeben undulatorische (wellenförmige) und sukkussorische (stoßförmige) Bewegungen unterscheiden; letztere vermögen das Schiff je nach der Richtung, in der dasselbe zu ihnen steht, emporzuheben, auf die Seite zu stoßen oder in der Fahrt aufzuhalten. Es ist natürlich klar, daß, gerade so wie bei den Erdbeben, auch bei den Seebeben der sukkussorische Charakter der Erschütterung im Epizentrum und um dasselbe herum am stärksten ist; je weiter man sich vom epizentralen Gebiete entfernt, desto mehr nehmen die Stöße ab, und an deren Stelle tritt eine wellenförmige Bewegung, in der sich die Erschütterung ausbreitet.

2. **Verbreitungsform.** Die Verbreitungsform der Seebeben ist entweder eine zentrale oder eine longitudinale. Beispiele für ein zentrales Seebeben haben wir in dem bereits S. 144 erwähnten Antillen-Seebeben vom 23. September 1887 und in dem S. 152 besprochenen Seebeben im Meerbusen von Bengalen am 31. Dezember 1881. Als longitudinales Seebeben hat unter anderen das Kap Verden-Seebeben vom 1. November 1893 bald nach Mitternacht zu gelten, welches von vier Schiffen beobachtet wurde. Verwandelt man die Ortszeit in mittlere Greenwichzeit, und ordnet die Schiffe nach der geographischen Länge, so erhält man folgende Reihenfolge:

Tabelle XLII. Beobachtungszeiten des Kap Verden-Seebebens 1893.

Schiff	Schiffsort	Ortszeit	Mittlere Greenwichzeit 31. Oktober.
„Nesaia“	17° 0′ n. Br., 26,8° w. L.	1h 0m a. m	14h 47m 12s
„Nereide“	15 0 „ „ 26,2 „ „	1 10 „ „	14 54 48
„Gerda“	17 30 „ „ 26,2 „ „	1 15 „ „	14 57 48
„Othello“	16 12 „ „ 26° 4,5′ „ „	1 20 „ „	15 4 18

Dieses Seebeben schritt in der Richtung der Verbindungslinie zwischen den Standorten von „Nesaia“ und „Othello“ von Nordwest nach Südost fort. Da sich die Stoßwellen von dieser Linie aus seitlich fortgepflanzt haben, so müssen diese von den beiden nördlich und südlich der Hauptschütterlinie stehenden Schiffen „Gerda“ auf jeden Fall früher erreicht haben als „Othello“.

3. **Fortpflanzungsgeschwindigkeit.** Die Genauigkeit und Zuverlässigkeit der Ermittelung der Fortpflanzungsgeschwindigkeit von submarinen Erdbebenwellen hängt von der Schärfe der Zeitbeobachtungen ab. Werden letztere von Menschen ohne Hilfe von Registrierinstrumenten gewonnen, so haben wir alle Ursache, deren Genauigkeit zu bezweifeln, und die daraufhin berechneten Zahlen können nur als annähernd richtig bezeichnet werden. Überhaupt ist das bekannt gewordene diesbezügliche Beobachtungsmaterial ein sehr spärliches, so daß für die Seebeben nur wenige Bestimmungen der Fortpflanzungsgeschwindigkeit vorliegen:

Azoren-Madeira-Seebeben vom 22. Dezember 1884 1295 m pro Sekunde
Kap Verden-Seebeben „ 1. November 1893 125 m „ „

Aus diesen gewaltigen Zahlenunterschieden erhellt schon der ganze Wert einer solchen Methode. Einwandfreie Zahlen liefern uns jedoch die instrumentellen Aufzeichnungen an den Flutmessern; so ergab sich die Fortpflanzungsgeschwindigkeit für das bengalische Seebeben am 31. Dezember 1881:

Von Port Blair bis Kalkutta mit 652 m pro Sekunde
„ „ „ „ Madras „ 649 m „ „
„ „ „ „ False Point „ 602 m „ „

VI. Stärke der Seebeben.

1. **Stärkeskala.** Zur Beurteilung der Stärke der Erschütterung, welche durch ein Seebeben auf ein Schiff ausgeübt wurde, hat E. Rudolph nachstehende zehnstufige Intensitätsskala entworfen:

Tabelle XLIII. Rudolphs Seebebenintensitätsskala.

I. Grad: Ganz schwaches Erzittern, mehr ein Geräusch, nicht unähnlich demjenigen, welches eine Leine hervorruft, die über Bord ausläuft, meistens nur unter Deck hörbar und nicht für alle bemerkbar, sondern nur für diejenigen, welche sich in einer für die Beobachtung besonders günstigen Lage befinden (III der Skala Rossi-Forel).

II. „ Schwaches Erzittern, ein fremdartiges, ungewöhnliches Beben im Schiff, geeignet, die schlafende Mannschaft zu wecken, und besonders für die fühlbar, welche unter Deck liegen (IV der Skala Rossi-Forel).

III. „ Erzittern im ganzen Schiff, welches den Anschein erweckt, als wenn große Fässer über Deck gerollt würden (IV der Skala Rossi-Forel).

IV. „ Mäßig starke Erschütterung, ähnlich derjenigen, welche man empfindet, wenn man den Anker auf tiefem Wasser fallen läßt und die Kette rasch ausläuft (IV der Skala Rossi-Forel).

V. „ Ziemlich starke Erschütterung, wie wenn das Schiff auf Grund (Korallenriff, Sandbank, felsigen Boden) geraten wäre und darüber hinweg fahre, oder mit einem anderen Gegenstande (Boot, kleinerem Schiffe, Wrack) zusammengestoßen wäre und darüber hinwegsegele (IV der Skala Rossi-Forel).

VI. „ Starke Erschütterung, geeignet, leichte, lose Gegenstände (Tassen, Teller, Gläser usw.) in Bewegung zu setzen, so daß sie klirren und klappern; das Ruder wird hin und her geschüttelt, so daß das Rad in den Händen des Steuermanns spielt (V und VI der Skala Rossi-Forel).

VII. „ Recht starke Erschütterung durch Stöße, so daß das Gebälk kracht und es unmöglich ist, sich auf dem Verdeck aufrecht stehend zu erhalten (VII der Skala Rossi-Forel).

VIII. „ Sehr starke Erschütterung durch Stöße. Masten, Rahen und Takelwerk, sowie alle Gegenstände auf Deck werden durch die stoßende Bewegung erschüttert, der Kompaß im Gehäuse abgeworfen, Thermometer zerbrochen usw. (VIII der Skala Rossi-Forel).

IX. „ Außerordentlich starke Erschütterung durch Stöße. Das Schiff wird auf die Seite gestoßen und gerät ins Schwanken, es wird gehoben, verliert im Gange oder wird in der Fahrt aufgehalten (IX der Skala Rossi-Forel).

X. „ Zerstörende Wirkung. Leute werden an Deck niedergeworfen, schwere Gegenstände in die Höhe geschleudert; Kanonen springen von den Lafetten, die Fugen des Decks springen auf, das Schiff wird leck (X der Skala Rossi-Forel).

2. Zeitliche und räumliche Verteilung. Über die Stärke der Seebeben ist allgemein noch folgendes zu sagen. Wiederholt hat man festgestellt, daß die Intensität während der Dauer eines Seebebens nicht die gleiche blieb, sondern entweder zu- bzw. abnahm, oder aber in seinem Verlaufe einen Höchstbetrag (Maximum) erreichte. Auch bei der Ausbreitung über ein größeres Gebiet ist natürlich in keinem Falle die Stärke auf der ganzen Schütterfläche die gleiche; vielmehr wird ein nahe dem Epizentrum gelegenes Schiff heftiger erschüttert als ein in

den Randteilen der erschütterten Meeresfläche gelegenes. Die Erfahrungstatsache, daß in tiefem Wasser der gleiche Stoß weniger stark empfunden wird als in seichterem, spricht dafür, daß das Wasser auf die Intensität der dem Meere durch die Erschütterung des Meeresbodens mitgeteilten Wellenschwingungen eine dämpfende Wirkung ausübt. Wenn man daher bedenkt, daß beispielsweise ein so schweres Erdbeben wie das zu Charleston am 31. August 1886, dessen Intensität im Epizentrum den X. Grad der Rossi-Forelschen Skala erreichte, auf dem Meere schon in kaum 800 Seemeilen Entfernung nicht mehr verspürt wurde, so kann man sich eine Vorstellung machen von der Intensität solcher unterseeischen Beben, welche trotz einer Wassermasse von 6000 bis 7000 m Dicke an der Oberfläche noch verheerende Wirkungen besitzen. Das nachstehende Tabellchen gibt eine Zusammenstellung der Zahl von Seebeben, welche bis 1895 auf jeden einzelnen Stärkegrad entfiel:

Auf die Intensität	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	
kamen	8	6	15	14	65	52	14	22	19	7	Seebeben
		29			131			55			

VII. Ausdehnung der Seebeben.

Was nun die Größe des Schüttergebietes anbetrifft, so hat sich aus den Beobachtungen ergeben, daß diese in den weitaus meisten Fällen, namentlich für die vertikalen Stöße, nur eine sehr geringe ist. So hatte das Schiff „Arethusa“ am 9. Juni 1882 im nördlichen Teile des Atlantischen Ozeans ein schweres Seebeben zu bestehen, wohingegen die deutsche Bark „Laura“, welche im gleichen Augenblicke nur etwa 20 Seemeilen weiter östlich gestanden hatte, von dieser submarinen Erschütterung nichts bemerkte. Von den wenigen Seebeben mit großen Schütterflächen sind wohl die bekanntesten die beiden vorbesprochenen aus den Antillen und von Kap Verden; in letzterem Falle betrugen die Entfernungen von „Othello“ nach „Gerda“ und „Nereide“ 79 bzw. 73 Seemeilen.

VIII. Dauer der Seebeben.

1. **Allgemeines.** Bei dem größten Teil der Seebeben, bezüglich deren die Zeitdauer anstatt in unbestimmten Ausdrücken genau angegeben ist, entfällt diese auf die Zeit von 1 bis 60 Sekunden. Jedoch sind auch Seebeben bekannt geworden, deren Dauer von mehr als 1 Minute bis zu 30 Minuten reicht; so hielt das von Kapitän G. Tooren auf der „Doña Evelina“ am 16. November 1889 im Nordatlantic verspürte Seebeben, welches als ein Zittern des ganzen Schiffes in die Erscheinung trat, $^1/_2$ Stunde an.

Über die innere Beziehung der Dauer zur Intensität erteilt die hier wiedergegebene Tabelle Auskunft:

Tabelle XLIV. **Intensität und Dauer der Seebeben.**

Zahl der Seebeben	Intensität	Dauer	Zahl der Seebeben	Intensität	Dauer
1	I	30 Sek.	3	VI	30—60 Sek.
4	II	4—30 „	14	VI	1— 2 Min.
4	III	6—10 „	6	VI	2— 5 „
3	III	25—45 „	3	VII	1—40 Sek.
2	III	2,30 Min.	5	VII	1— 3 Min.
8	IV	2—30 Sek.	5	VIII	1—40 Sek.
4	IV	1— 2 Min.	7	VIII	1— 5 Min.
5	V	1—15 Sek.	2	VIII	10,30 „
5	V	20—35 „	2	IX	1—2, 11 Sek.
11	V	1— 3 Min.	5	IX	1— 2 Min.
2	V	5—6, 10 „	1	IX	15 „
10	VI	3—10 Sek.	1	X	40—45 Sek.
6	VI	15—30 „	2	X	1¼, 2—3 Min.

Hieraus ergibt sich, daß bei den Seebeben mit schwächerer Intensität die kürzere Dauer, welche sich nach Sekunden berechnet, überwiegt; mit zunehmender Intensität tritt diese jedoch zurück, und die längere Dauer bis zu 5 und 10 Minuten und noch länger macht sich immer mehr geltend.

2. **Seebebenschwärme.** Schließlich ist auch noch der Seebebenschwärme zu gedenken, welche aber nur sehr *selten* zur Wahrnehmung gelangten. Einen solchen beobachtete unter anderen Kapitän M. *Bull* von der „Olga" am 11. August 1889 in dem Südatlantic; derselbe äußerte sich in einem starken Zittern und Beben des Schiffes, welches sich von 9^h a. m. bis $9^h 45^m$ a. m., also während eines Zeitraumes von ¾ Stunden, in Zwischenräumen von etwa je 5 Minuten wiederholte.

IX. Begleiterscheinungen der Seebeben.

Über die im Gefolge von Seebeben auftretenden Begleiterscheinungen können wir uns im allgemeinen kurz fassen, da auch hier im großen und ganzen das für die Erdbeben Gesagte gilt; namentlich trifft dies für die *magnetischen Störungen* zu. Auf einzelnes sei jedoch etwas näher eingegangen.

1. **Änderungen der Wassertemperatur.** In zweifelhaften Fällen, wo die Feststellung des tektonischen oder vulkanischen Charakters eines Seebebens auf Schwierigkeiten stößt, können und haben schon

Messungen der Wassertemperaturen[1]) wertvolle Aufschlüsse gewährt, aber nur dann, wenn sie im richtigen Augenblicke angestellt wurden. So bemerkte Kapitän Short am 17. Juli 1852 im äquatorialen Atlantic, wie das Meer ringsum wie siedendes Wasser kochte und in geringer Entfernung vom Schiff Dampf wie aus einem Rauchfang aufstieg; man warf das Lot, welches mit 110 Faden Leine noch keinen Boden erreichte, und beim Einholen stellte sich heraus, daß Lot und Lotleine ganz heiß waren. Wenn aber, wie es in zwei Fällen geschehen ist, unmittelbar nach dem Seebeben die Temperatur und das spezifische Gewicht des Wassers bestimmt wurden, und sich dabei keine Veränderungen ergaben, so hat dies für den vorliegenden Zweck keine Bedeutung; denn es ist kaum anzunehmen, daß selbst im Falle eines unterseeischen Vulkanausbruches in so kurzer Zeit die an den betreffenden Stellen meist mehrere tausend Meter mächtige ozeanische Wassermenge durchwärmt worden wäre. Erwähnt sei noch die bemerkenswerte Tatsache, daß am 1. April 1887 Kapitän Lassan von der „Petty" während einer submarinen Erschütterung ein starkes Aufsteigen von Luftblasen wahrnahm, welche während der Dauer der Stöße die Oberfläche des Wassers bedeckten.

2. **Schallerscheinungen.** Eine der auffallendsten Begleiterscheinungen sehr vieler Seebeben sind Schallerscheinungen, oft ganz eigentümliche Geräusche, über deren Auftreten und Verlauf man sich jedoch bereits eine klare Vorstellung zu machen vermag. Hierbei hat man genau zu unterscheiden zwischen einerseits dem eigentlichen Seebebengeräusch, welches seinen Ursprung unter der See nimmt und sich dann durch das Wasser hindurch der Luft mitteilt, sowie anderseits dem Geräusch, welches die Erschütterung des Schiffskörpers veranlaßt. So hörten während des Seebebens vom 10. August 1884 an Bord des Schiffes „Brodick Bay" die Matrosen auf Deck das Bebengeräusch, während der unter Deck befindliche Kapitän Peathie das vom

[1]) Daß man bei der Beurteilung der wahren Tatsachen solcher Vorkommnisse mit Vorsicht zu Werke gehen muß, zeigt nachstehendes Beispiel. In der Leipziger Illustrierten Zeitung vom 8. November 1900 findet sich die Mitteilung: „Das Kriegsschiff „Ringarooma" verlor beim Übungsschießen in der Nähe der Neuen Hebriden einen Torpedo. Da das Wasser nur 17 Faden tief war, wurde ein Taucher ausgerüstet, um den Torpedo zu heben. Gleich nachdem der Mann ins Wasser gegangen war, zog er heftig die Notleine; als man ihn heraufzog, blutete er aus Augen und Nase. Der Meeresgrund bestand aus einem Vulkan, und das Wasser war kochend heiß." Nach der ganzen Sachlage bemerkt A. Stübel („Martinique und St. Vincent", S. 21; Leipzig 1903) hierzu mit Recht: „Natürlich kann es sich bei diesem „Vulkan" nur um eine starke Erwärmung des Meerwassers durch einen benachbarten Lavaerguß gehandelt haben." Einen solchen unterseeischen Lavaerguß weist er mit großer Wahrscheinlichkeit nach, der dem Kraterausbruch des Mont Pelé am 8. Mai 1902 voraufging und die Zerreißung des Telegraphenkabels verursacht haben dürfte.

Rumpfe des Schiffes ausgehende Geräusch wahrnahm. Verschiedentlich wird das Seebebengeräusch mit fernem Donner, mit dem Schall beim Dampfablassen, mit Rasseln, Krachen u. a. m. verglichen. Es steht natürlich in engster Beziehung zur erschütterten Fläche und wird in allernächster Nähe dort vernommen, wo die Stöße vertikal auftreten. Entweder werden Schall und Stoß gleichzeitig bemerkt, oder aber die eine der beiden Erscheinungen geht der anderen vorauf; jedoch wird in den Berichten am häufigsten der erstere Fall erwähnt. Naturgemäß dürfte das Seebebengeräusch keine andere Ursache haben entweder als das Erdbebengeräusch (vgl. S. 119), oder aber als die Wirkung der Explosionen bei vulkanischen Seebeben. Wenn trotzdem die Schallerscheinung beim Seebeben nicht immer vor der Erschütterung des Schiffes auftritt, so hängt dies wohl lediglich vom Standorte des Schiffes im Vergleich zum Epizentrum oder von der Stellung innerhalb der Schütterfläche ab.

3. **Licht- und Feuererscheinungen.** Im Laufe der voraufgegangenen Besprechungen sind wir häufig der Wahrnehmung von Feuersäulen begegnet. Während für die Erdbeben deren Deutung auf sehr große Schwierigkeiten stößt, trifft dies bezüglich der Seebeben nicht zu; denn es ist klar, daß sie in letzterem Falle ausschließlich auf die Tätigkeit unterseeischer Vulkane zurückzuführen sind.

4. **Atmosphärische Störungen.** Ob auch die Seebeben mit Witterungsvorgängen, besonders den Luftdruckverhältnissen, in irgend welcher Beziehung stehen, ist eine noch in keiner Weise geklärte Streitfrage. Trotz der genauen meteorologischen Beobachtungen auf See, namentlich der deutschen Schiffe, hat sich bis jetzt noch keine diesbezügliche Gesetzmäßigkeit ableiten lassen.

C. Die Fernbeben.

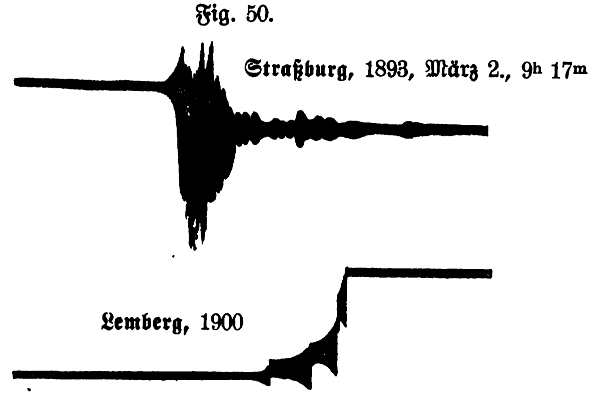
Nachdem wir uns bisher ausschließlich mit den unmittelbar körperlich fühlbaren oder makroseismischen Bodenbewegungen beschäftigt haben, wollen wir uns nunmehr jener Gruppe von mikroseismischen, d. h. nur instrumentell nachweisbaren Elastizitätsschwingungen des Erdbodens zuwenden, welche im Innern des Erdballs ihren Ursprung nehmen und deshalb zu den eigentlichen Erdbeben gehören.

I. Begriffsbestimmung.

Als „Fernbeben“ bezeichnet man die von einem weit, wenigstens 1000 km, vom Beobachtungsorte entfernt liegenden Erdbebenherde ausklingenden Bodenschwingungen. Sie entgehen, weil bei der Länge des durchlaufenen Weges die innere Reibung der Erdmassen die Intensität

der Bewegung stark abschwächt, durchaus der köperlichen Wahrnehmung, lassen sich jedoch mittels empfindlicher Instrumente, sogenannter Seismometer oder Erdbebenmesser, sicher nachweisen. Also kurz gesagt sind die Fernbeben die mikroseismische Fortleitung makroseismischer Erdbebenstöße. Diese bisweilen verhältnismäßig recht starken, häufig mit

Fig. 50.



Fernbebendiagramme mit Pendelversetzungen.
Nach E. v. Rebeur-Paschwitz und W. Láska.

Versetzung der Gleichgewichtslage (vgl. Fig. 50), d. h. plötzlichen mechanischen Versetzungen der Pendel in ihren Lagern, verbundenen Schwingungen können stundenlang andauern.

Gleich hier schon sei bemerkt, daß die Aufzeichnungen mikroseismischer Bodenbewegungen durch ein Seismometer meist auf den ersten Blick und mit voller Sicherheit Auskunft darüber gewähren, ob im jeweiligen Falle die Ursache dieser Schwingungen in einem entfernten Erdbeben, in atmosphärischen Vorgängen oder endlich in menschlichem Verkehr bestand.

II. Zergliederung der Seismometer-Aufzeichnungen.

Jede von einem Seismometer gelieferte Aufzeichnung, sogenanntes „Diagramm" eines Erdbebens zerfällt in eine Reihe von Bewegungs-

Fig. 51.

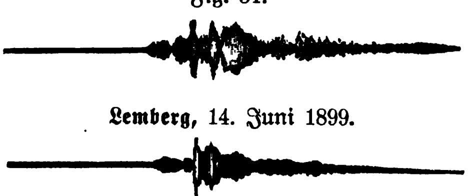


Diagramme von Fernbeben. Nach W. Láska.

gruppen oder Phasen, welche durch kurze, unregelmäßige, einige Sekunden andauernde Pausen voneinander getrennt sind. Die Entstehung der

einzelnen Phasen dürfte wohl auf die verschiedenen Wege (Fig. 55) zurückzuführen sein, welche die Erdbebenwellen vom Epizentrum bis zum Beobachtungsorte durchlaufen. Die am vollkommensten ausgebildeten Bebendiagramme werden von Fernbeben gewonnen. Die in Fig. 51 dargestellte Form entspricht denjenigen Bebenbildern, welche bei langsamen Registrierungen zustande kommen, während man bei Vermehrung der Registriergeschwindigkeit ein reichere Einzelheiten zeigendes Bild erhält; Fig. 52 stellt die darin enthaltenen Wellenzüge schematisch dar. Allgemein benennt man die einzelnen Phasen nach der von F. Omori[1]) aufgestellten Einteilung der Reihe nach wie folgt:

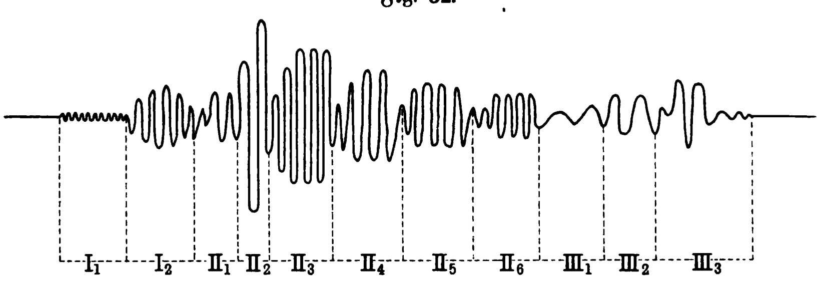
1. Vorstörung (preliminary tremor). Sie besteht vorwiegend aus Schwingungen mit kleiner Amplitude und verhältnismäßig kurzer Periode; häufig zeigt sie zwei getrennte Wellenzüge, nämlich:

I_1 erste Vorstörung (first preliminary tremor);

I_2 zweite Vorstörung (second preliminary tremor), deren Beginn durch eine Vergrößerung der Amplitude, manchmal auch durch eine Verlangsamung der Periode gekennzeichnet wird.

2. Hauptstörung (principal portion). Diese, welche den wirksamsten Teil eines Erdbebens, also die Hauptbewegungen, darstellt, tritt mit mehr oder minder scharfem Einsatze auf und bringt größere, gewöhnlich sogar die größten Schwingungen (Maximum der Amplitude) von längerer Periode. Zergliedert wird sie in:

Fig. 52.



Schematische Darstellung der einzelnen Wellenzüge eines Fernbebendiagramms.

II_1 Einleitungsphase (initial phase), bestehend aus einigen wenigen sehr langsamen Wellenzügen;

II_2 langsame Periodenphase (slow period phase), deren langsame Wellen eine etwas kürzere Periode als die vorherigen besitzen;

[1]) F. Omori: „Horizontal Pendulum Observations of Earthquakes, July 1898 to December 1899. Hongo, Tokyo". — „Horizontal Pendulum Observations of Earthquakes at Hitotsubashi (Tokyo), 1900". In Nr. 5 bzw. 13 der Publications of the Earthquake Investigation Committee in Foreign Languages; Tokyo 1901 bzw. 1903.

II_3 schnellere Periodenphase (quick period phase), welche sich aus Schwingungen mit viel schnellerer Periode zusammensetzt.

Hierauf folgen mitunter noch eine Reihe von Bewegungsgruppen II_4, II_5, II_6 usw. mit kleinerer Amplitude, welche man kurz die 4., 5., 6. . . . Phase der Hauptstörung nennt.

3. Endstörung (end portion). Als solche bezeichnet man das schwache Ersterben der Erdbebenbewegung; auch sie läßt sich, wie W. Láska[1]) zuerst gezeigt hat, in mehrere Phasen scheiden, welche bislang noch keine besondere Benennung führen und daher einfach mit III_1, III_2, III_3 usw. bezeichnet werden.

Wie wir gesehen haben, besitzen alle diese Wellenzüge voneinander verschiedene Perioden und Amplituden, wobei in der Regel die längere Periode der kürzeren vorangeht; wo die Amplituden ihr Maximum erreichen, hängt im allgemeinen von der Periode der Eigenschwingung des Pendels ab.

Ähnlich wie die Horizontalbewegungen zeigen auch die **Vertikalbewegungen** bei Fernbeben mehrere Phasen. Weil es bis ganz vor kurzem noch kein Seismometer gab, welches sehr kleine vertikale[2]) Beschleunigungen anzeigt, wie sie bei Fernbeben auftreten, so vermochte erst W. Schlüters in ein höchst empfindliches Vertikalseismometer umgewandelter „Klinograph" hierüber Aufschluß zu geben. Da die Erforschung der vertikalen Komponente von Fernbeben durch W. Schlüter[3]) erst am 29. November 1899 begann, so sind die gezeitigten Ergebnisse noch nicht spruchreif; nur so viel sei an dieser Stelle darüber mitgeteilt:

1. Die Fernbebendiagramme liefern für die horizontale und die vertikale Komponente im großen und ganzen sehr ähnliche Bilder; in den Einzelheiten zeigen sich aber sehr viele Abweichungen.
2. Die Vorphase der Vertikalkomponente ist viel stärker ausgebildet und setzt bereits mehrere Minuten früher ein als die der horizontalen.
3. Die Hauptphase zeigt die wenigsten Abweichungen; namentlich die Perioden stimmen für beide Komponenten überein.

---

[1]) W. Láska: „Bericht über die Erdbebenbeobachtungen in Lemberg während des Jahres 1901"; in den Mitteilungen der Erdbebenkommission der Kaiserl. Akademie der Wissenschaften in Wien, Nr. IX der neuen Folge. Eine fast ideale Form der Nachstörung wurde zu Lemberg am 25. Mai 1901 erhalten, weniger ausgebildet fand sie sich am 20. Februar 1901 und am 24. Juni 1901; wie aus Mitteilungen von E. Lagrange hervorgeht, sind auch zu Uccle derartige Nachstörungen beobachtet worden, so daß sie keineswegs gar zu selten zu sein scheinen.

[2]) Das Vicentinische Vertikalseismometer liefert nur von Nahbeben brauchbare Diagramme; von dem A. Schmidtschen Trifilargravimeter ist noch zu wenig über dessen Aufzeichnungen bekannt geworden.

[3]) W. Schlüter: „Schwingungsart und Weg der Erdbebenwellen. II. Teil. Translationsschwingungen". Im V. Bande, S. 401 bis 466 von Gerlands „Beiträgen zur Geophysik"; Leipzig 1903.

Im übrigen werden wir uns in den nachstehenden Ausführungen nur mit der **Horizontalkomponente** beschäftigen.

III. Wellenelemente der Fernbeben.

Sowohl die Amplitude, als auch die Periode der Erdbebenwellen sind bei den verschiedenen Beben und an verschiedenen Orten verschieden, so daß sich allgemein Gültiges hierüber naturgemäß nicht sagen läßt. Um jedoch wenigstens einige diesbezügliche Anhaltspunkte zu gewinnen, seien nachstehend die von Omori[1]) abgeleiteten Ergebnisse der Ausmessung von Seismogrammen mitgeteilt, welche von 11 großen Erdbeben weit entfernten Ursprungsortes gewonnen worden sind. Zur Grundlage dienten folgende Erdbeben:

Tabelle XLV.

Nr.	Datum	Ursprungsort
a	4. September 1899	Südwestküste von Alaska
b	11. " "	" " "
c	20. " "	Aidin (Smyrna)
d	6. Januar 1900	Sumatra
e	20. " "	Mexiko
f	18. September "	unbekannt
g	9. Oktober "	"
h	29. " "	Caracas
i	19. April 1902	Guatémala
j	22. August "	Kashgar (Turkestan)
k	22. September "	Insel Guam

Fig. 53 veranschaulicht in graphischer Darstellung die sich aus dieser Untersuchung ergebenden mittleren gegenseitigen Größenverhältnisse der Wellenbewegungen in den verschiedenen Phasen eines Fernbebens.

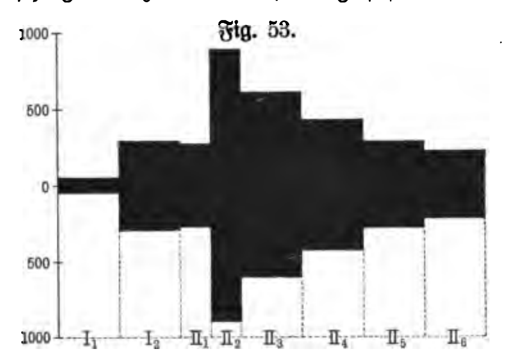
1. **Amplitude.** Die vorstehenden Erdbebenbeobachtungen gestatteten, für das Maximum der Amplitude (als solche wird bei den Erdbeben durchweg die Summe der beiderseitigen Abweichungen von der Ruhelage betrachtet) der einzelnen Phasen nachstehende Mittelwerte abzuleiten:

	I_1	I_2	II_1	II_2	II_3	II_4	II_5	II_6	
Absolute Zahlen	0,24	1,35	1,32	4,36	2,93	2,02	1,35	1,03	mm
Verhältniszahlen ...	1,0	5,6	5,5	18,2	12,2	8,4	5,6	4,3	"

[1]) In Nr. 13 der Publications of the Earthquake Investigation Committee in Foreign Languages, S. 96 bis 116. Tokyo 1903.

Hieraus ergibt sich, daß die erste Vorstörung eine viel kleinere Amplitude als die sämtlichen übrigen Bewegungsphasen besitzt, wohingegen die Ausschläge der zweiten Vorstörung fast der Einleitungsphase

Fig. 53.



Schematische Darstellung der Wellenelemente von Fernbeben. Nach F. Omori.

der Hauptstörung gleichkommen. Am größten ist die Amplitude in der langsamen und der schnellen Periodenphase der Hauptstörung, worauf sie allmählich wieder abnimmt.

2. **Periode.** Über die bei den Fernbeben am häufigsten beobachteten Perioden, nach den einzelnen Bewegungsgruppen getrennt, erteilt die hier wiedergegebene Zusammenstellung Aufschluß. Zu berücksichtigen ist aber, daß diese Zahlen nur für besondere Fälle gelten, wobei namentlich die Beschaffenheit des Untergrundes einen bestimmenden Einfluß ausübt.

Tabelle XLVI. Perioden der einzelnen Bewegungsgruppen.

Vorstörung		Hauptstörung						Nachstörung			
I_1 Sek.	I_2 Sek.	II_1 Sek.	II_2 Sek.	II_3 Sek.	II_4 Sek.	II_5 Sek.	II_6 Sek.	III Sek.	III_1 Sek.	III_2 Sek.	III_3 Sek.
1,5 (1)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
4,1 (6)	4,8 (2)	2,9 (1)	—	—	—	—	—	—	—	—	—
7,8 (10)	8,2 (9)	8,7 (2)	9,9 (3)	10,1 (1)	11,7 (3)	9,5 (2)	8,1 (1)	9,9 (6)	—	—	—
13,9 (5)	15,0 (5)	—	14,1 (1)	—	14,9 (5)	14,3 (6)	14,5 (4)	14,3 (3)	—	—	—
18,0 (1)	19,6 (1)	—	—	20,4 (9)	19,9 (2)	—	—	19,8 (4)	—	—	—
—	24,8 (3)	—	—	24,0 (3)	—	20,0 (1)	25,0 (1)	—	—	—	—
—	30,4 (2)	—	27,4 (5)	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	36,1 (3)	33,7 (8)	34,3 (1)	—	—	—	—	—	—	—
40,3 (1)	—	44,6 (2)	42,7 (3)	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	54,0 (2)	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	66,0 (1)	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	65	45	25

3. **Dauer.** Als mittlere Dauer der einzelnen Phasen ergaben sich folgende Werte:

	I_1	I_2	II_1	II_2	II_3	II_4	II_5	II_6
Absolute Zahlen	$9^m 43^s$	$9^m 13^s$	$2^m 55^s$	$4^m 48^s$	$8^m 50^s$	$9^m 11^s$	$9^m 11^s$	$8^m 33^s$
Verhältniszahlen	100	95	(30 + 49)		91	95	95	88

Diese Zahlen lassen erkennen, daß die aufeinanderfolgenden Zeitabschnitte näherungsweise übereinstimmen, wenn man die erste und zweite Phase der Hauptstörung zusammenfaßt; die Dauer der zwei letzten Phasen II_5 und II_6 der Hauptstörung stehen im Verhältnis 1,0 : 1,6.

IV. Fortpflanzung und Schwingungsart der Erdbebenwellen.

Gleich vorweg sei schon hervorgehoben, daß es gegenwärtig noch nicht möglich ist, auf die wichtige, weil sich mit dem inneren Wesen der seismischen Vorgänge befassende Frage nach der Fortpflanzung und Natur der Erdbebenwellen eine endgültige und allseitig befriedigende Antwort zu geben. Da aber ihre Lösung zurzeit mehr denn je bei der Fachwelt im Brennpunkte des Interesses steht und jeder Tag neue bedeutsame Aufschlüsse zu bringen vermag, so sei das bis jetzt auf diesem Gebiete Erreichte hier in gedrängter Kürze zusammengestellt [1]). Jedoch muß nach der ganzen Sachlage einstweilen noch davon abgesehen werden, die von den einzelnen Erdbebenforschern entwickelten Anschauungen einer weitergehenden Kritik zu unterwerfen.

1. **Geschichtliches.** Zu Anfang des verflossenen Jahrhunderts trachtete man dieser Frage durch bloße theoretische Schlüsse beizukommen, wie es ja damals überhaupt noch nicht anders möglich war; erwähnt seien nur die diesbezüglichen Arbeiten von Gay-Lussac [2]), R. Mallet [3]), W. Hopkins [4]), G. Wertheim [5]), O. Volger [6]), Fr. Wähner [7]) und A. v. Lasaulx [8]), welche fast ebenso viele gegen-

[1]) Nach A. Sieberg: „Wie pflanzen sich die Erdbebenwellen fort?“ In der illustrierten astronomischen Zeitschrift „Das Weltall“, III. Jahrgang; Berlin 1902.

[2]) Annales de Chimie, vol. XXII, p. 428.

[3]) R. Mallet: „On the Dynamics of Earthquakes“. In Transactions of the Royal Irish Academy, vol. XXI.

[4]) W. Hopkins: „Report on the geological Theories of Elevation and Earthquakes“. In Reports of the British Association, 1847.

[5]) G. Wertheim: „Mémoire sur la propagation du mouvement dans les corps solides et dans les liquides“. In Annales de Chimie et Physique, série 3, XXXI.

[6]) O. Volger: „Untersuchungen über das Phänomen der Erdbeben in der Schweiz“. Gotha 1858, S. 425 ff.

[7]) Fr. Wähner: „Das Erdbeben von Agram am 9. November 1880“. In Wiener Ber. 1883, Bd. 88, I.

[8]) A. v. Lasaulx: „Die Erdbeben“, in Kenngotts Handwörterbuch der Mineralogie I.; sowie „Das Erdbeben von Herzogenrath am 22. Oktober 1873“, Bonn 1874. Diese Theorie ist eine Kombination derjenigen der Vorgänger;

einander verschiedene Theorien darstellen. Anders gestaltete sich die Sache, als etwa um das Jahr 1880 herum die instrumentelle Beobachtung der seismischen Erscheinungen zu allgemeinerer Aufnahme gelangte, vor allem aber, als E. v. Rebeur-Paschwitz den Nachweis erbrachte, daß man bei genügender Empfindlichkeit der Beobachtungsmittel auch Diagramme von sehr weit entfernten Erdbeben, z. B. japanischer Erdbeben in Straßburg[1]), gewinnen könne. Denn gerade die Fernbeben gestatten eine weit sicherere Beurteilung der Natur der Erdbebenwellen als die Nahbeben, weil ihre Diagramme nicht unter den verwirrenden sekundären Einflüssen des Epizentrums zu leiden haben und somit eine größere Gesetzmäßigkeit aufweisen. Jetzt war die Möglichkeit gegeben, den von den früheren Theorien geforderten Bewegungsarten instrumentell nachzuspüren. Aber der Erfolg der Untersuchungen sollte den an sie geknüpften Erwartungen zunächst noch nicht sonderlich entsprechen, und erst in allerletzter Zeit scheinen bessere Ergebnisse erzielt worden zu sein, die jedoch noch weiterer Nachprüfung unbedingt bedürfen.

2. **Die Wellen der Vorstörung.** Nach dem derzeitigen Stande der Wissenschaft werden die Wellen der Vorstörung, die Vorläufer, allgemein für longitudinale Schwingungen gehalten, welche sich durch das Innere der Erde hindurch fortpflanzen, so daß also diese Frage insoweit als abgeschlossen zu betrachten sein dürfte.

Aber über das Zustandekommen der Zweiteilung der Vorphase bei Fernbeben ist zurzeit noch nichts Sicheres bekannt. Eine Ansicht hierüber werden wir auf S. 169 bis 171 bei der Besprechung von A. Belars Theorie noch kennen lernen. Abweichend hiervon hält W. Láska[2]) es für wahrscheinlich, daß die zweite Vorstörung I_2 eine Reflexionsphase des ersten Vorläufers I_1 ist, indem die Krümmung der Erdoberfläche die Fortpflanzung der Erdbebenstörungen derart beeinflußt, daß sie wie die bekannte „Seufzergalerie" wirkt.

Es sei in Fig. 54 OE der Radius R der als kugelförmig gedachten Erde, ferner P ein Punkt des Hypozentrums, von dem Erdbebenwellen nach allen Richtungen ausgehen. Denken wir uns durch P eine Tangentialebene TT senkrecht zum Vektor OP gelegt und fassen einen Erdbebenstrahl PS ins Auge, welcher gegen TT um den Winkel θ

---

ihr zufolge gäbe es nur eine Stoßbewegung, welche am Epizentrum, wo sie senkrecht die Erdoberfläche trifft, sich als sukkussorische, in größerer Entfernung hiervon, wo sie unter einem schrägen Winkel auftrifft, als undulatorische äußert.

[1]) Vgl. etwa E. Rudolph: „Seismometrische Beobachtungen über japanische Fernbeben in den Jahren 1893 bis 1897". Im VI. Bande von Gerlands „Beiträgen zur Geophysik"; Leipzig 1903.

[2]) Nach einer brieflichen Mitteilung; gegenwärtig ist W. Láska mit einer Untersuchung beschäftigt, das Zutreffen dieser Ansicht theoretisch darzutun.

geneigt ist. Derselbe erleidet an der Erdoberfläche eine derartige Reflexion, daß er eine Kugel mit dem Radius

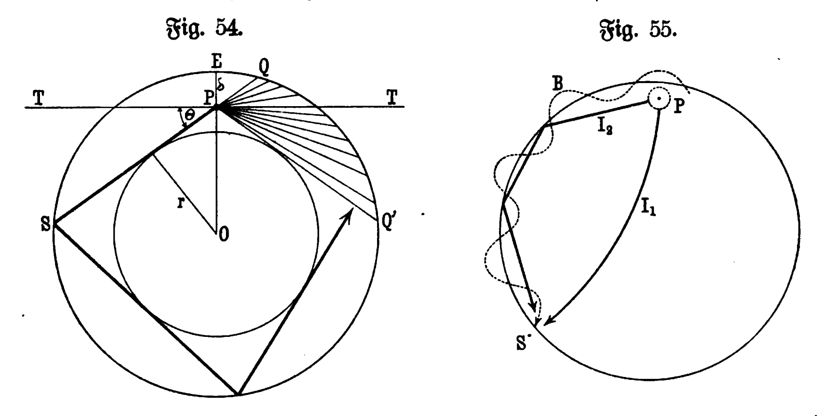
$$r = OP \cos\theta$$

$OP = R - \delta$

umhüllt. Bezeichnen wir mit δ die Tiefe des Punktes P unter der Erdoberfläche, sowie mit R den Erdradius, so haben wir

$$R - r = R\,(1 - \cos\theta) + \delta \cos\theta.$$

Wir sehen also, daß alle Strahlen des Büschels PQQ', welches durch den Öffnungswinkel 2θ charakterisiert ist, innerhalb derjenigen Kugelschale bleiben, welche durch die Radien R und r bestimmt wird.



Dieses vorausgeschickt, sehen wir, daß eine Station S (Fig. 55) vom Punkte P dreierlei Erdbebenwellen empfängt:

1. Die Oberflächenwellen B, welche den Beginn der Hauptbewegung II_1 bezeichnen;
2. die direkt durch die Erde hindurchgehenden Wellen, welche den Beginn der Störung überhaupt bezeichnen, I_1; und endlich
3. die reflektierten Wellen, welche die zweite Vorphase I_2 inaugurieren.

3. **Die Wellen der Hauptstörung.** Über die Natur der langen Wellen herrschen geteilte Ansichten. Auf die einzelnen Theorien [1]), welche an die Namen E. v. Rebeur-Paschwitz, J. A. Ewing, Th. Gray, J. Milne, A. Cancani, G. Agamemnone, G. Vicentini, G. Grablovitz, F. E. Sueß, A. Belar, R. Ehlert, A. Schmidt, F. Omori und W. Schlüter geknüpft sind, sämtlich näher einzugehen, würde zu weit führen, um so mehr, als einzelne der Genannten im Laufe der Zeit verschiedentlich ihre Ansichten änderten; hier seien nur einige erörtert, welche jetzt im Vordergrunde stehen und deshalb besonders von sich reden machen.

---

[1]) W. Schlüter gibt im I. Teile seiner späterhin zitierten Untersuchung den Inhalt der einzelnen Theorien kurz wieder.

Im allgemeinen lassen sich trotz mancher prinzipieller Verschiedenheiten zwei Haupthypothesen feststellen, von denen die eine ziemlich allgemein angenommen ist, während die andere allein von Omori aufgestellt wurde und neuerdings in W. Schlüter einen Verfechter fand.

a) Theorie der Neigungen. Der ersten Hauptgruppe ist im großen und ganzen die Ansicht gemeinsam, daß es sich um transversale Oberflächenwellen (Neigungen) handele, die gleich sind oder wenigstens Ähnlichkeit besitzen mit den Meereswellen. Demzufolge schwillt also jeweils ein Teil der Erdoberfläche an, wodurch sich die darauf befindlichen Gegenstände etwas heben und neigen, wie es die Wogen mit einem Schiffe tun. Diese Wellen, welche die Normale der Erdoberfläche gegen die Schwererichtung periodisch schwanken machen, werden verschiedentlich als Gravitationswellen (Milne), elastische Transversalschwingungen (Cancani), Fallwellen (Volger) oder als auf noch andere Weise entstanden gedacht. Mit dieser Hypothese lassen sich fast alle Fragen gut beantworten, welche sich aus seismischen Bildern ergeben.

Als ein Beispiel für die Auffassung dieser Richtung, das sich durch Klarheit und leichte Verständlichkeit auszeichnet, sei ein Versuch A. Belars [1]) mitgeteilt, die verschiedenen durch seismische Ereignisse hervorgerufenen Bewegungsarten von dem Orte der Entstehung, sowie den Verlauf der verschiedenen seismischen Wellen auf der Erdoberfläche weiter zu verfolgen.

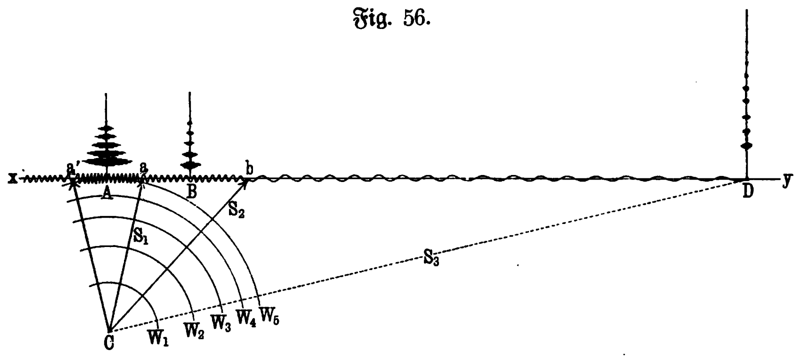
„Der Einfachheit halber nehmen wir den Herd der Erschütterung punktförmig an, und aus dem gleichen Grunde soll auch der Verlauf der Erdwellen in einer linearen Richtung hin nur in einem Sinne verfolgt werden. Eine schematische Zeichnung, Fig 56, möge das Gesagte veranschaulichen. Das Stoßzentrum (der unterirdische Erdbebenherd des Hypozentrums) ist mit C bezeichnet. Die Linie xy soll uns einen Teil der Erdoberfläche darstellen; die fünf Kreisbögen veranschaulichen ebenso viele Kugelwellen, welche in verschiedenen Zeitabschnitten zur Erdoberfläche austreten werden. Die Strecke aa' umfaßt das Epizentrum und ab eine zweite Zone, wo die Erschütterung noch makroseismisch wahrgenommen wird; D bezeichnet eine mikroseismische Station, die etwa 1000 km von der erschütterten Zone ab entfernt gelegen wäre. Beobachtungsstationen wären auch im makroseismisch erschütterten Gebiete in A und in B. Angenommen, daß im Momente einer Erdbebenkatastrophe Kugelwellen mit longitudinaler Schwingung von C ausstrahlen, so werden dieselben zuerst auf dem kürzesten Wege bei aa' aus der Erde austreten und im bezeichneten Gebiete ebenso viele sehr starke transversal schwingende Oberflächenwellen erzeugen, die sich nun nach

[1]) A. Belar: „Erdbebenbeobachtungen an der Laibacher Erdbebenwarte". In den Verhandlungen der I. Internationalen seismologischen Konferenz, S. 326 bis 329.



allen Richtungen längs der Erdoberfläche ausbreiten werden. Gleich darauf erreichen die Kugelwellen mit verminderter Intensität innerhalb der Zone *ab* die Erdoberfläche, wo sie etwas schwächere Oberflächenwellen auslösen werden. Entsprechend der Fortpflanzungsgeschwindigkeit werden die Kugelwellen von *C* in einem späteren Zeitpunkte auch den Punkt *D* treffen. Am Epizentrum *a a'* wird nur eine Bewegungs-

Fig. 56.



Schematische Darstellung der verschiedenen durch ein Erdbeben hervorgerufenen Bewegungsarten. Nach A. Belar.

art dem Menschen bemerkbar, die als Stöße von unten nach oben empfunden wird. In der Nachbarzone *a b* werden aufmerksame Beobachter eine Zitterbewegung oder einen Stoß und dann einzelne Schwankungen wahrnehmen. In *D* werden von Menschen keine Bodenbewegungen mehr bemerkt. Die Kugelwellen, die von *C* ausgehen, wollen wir Erdwellen, und die durch diese ausgelösten transversalen Wellen Oberflächenwellen nennen. In der Zone *a a'* kommen nur die Wirkungen der Erdwellen zum Ausdrucke, deren Schwingungszahl 20 und mehr in der Sekunde beträgt. In der Nachbarzone *a b* beobachten wir zweierlei Wellenarten, erstens die Wirkungen der Erdwellen, und bald darauf breiten sich Oberflächenwellen aus, die von der Zone *a a'* ausgegangen sind und bereits eine längere Schwingungsdauer angenommen haben. Wie werden sich nun diese Bewegungen an den Instrumenten einzeichnen? Im makroseismischen Gebiet an der Station *A* erhalten wir ein Bild, an welchem unvermittelt der Hauptausschlag an erster Stelle auftritt; für den angenommenen Fall, daß fünf Kugelwellen von *C* ausgegangen sind, werden sich dieselben in der Form fünf weiterer Phasenbewegungen einzeichnen. An der Station *B* erscheint am Diagramme eine kurze einleitende Vorphase, dann ein rasches Anschwellen zum Maximum, worauf in etwas weiteren Abständen die einzelnen Bewegungsgruppen auftreten werden. An der mikroseismischen Station wird, wie leicht erklärlich, ein etwas komplizierteres Bild am Instrument sich einzeichnen. Hier wird bereits einige Minuten andauernd eine kurze Zitterbewegung das Diagramm einleiten (Vorphase, Impulse der Erdwellen), worauf infolge der viel langsameren

Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Oberflächenwellen zuerst die Oberflächenwellen aus der Zone ab die zweite Vorphase bilden, und bald darauf wird das Hauptbild des Diagrammes mit den größten Ausschlägen auftreten; es sind dies die Ausläufer der Oberflächenwellen aus der stärkst erschütterten Zone aa'. Noch ist das Diagramm nicht zu Ende, eine Reihe von Bewegungsgruppen ganz ähnlich den fünf Gruppen, wie sie instrumentell in Zone aa' gemessen wurden, scheinen sich oft in regelmäßigen Intervallen zu wiederholen. Das vollständige Ausklingen derselben ist oft nur schwer zu bestimmen, so daß wir annehmen dürfen, wenn wir mit noch stärkerer Vergrößerung die Bodenwellen messen würden, diese Wiederholungen noch häufiger nachweisen zu können. In der regelmäßigen Wiederkehr dieser Wellenart liegt auch die Erklärung: es dürften Reflexe der Oberflächenwellen sein, die da und dort an den Gebirgsmassiven zurückgeworfen werden, welche sich dann als Nachzügler an den Instrumenten einzeichnen. Weitere vergleichende Studien, die an verschiedenen Punkten der Erde gemacht werden, dürften gewiß auch zutage bringen, daß die Bodengestaltung oft bestimmend sein wird für den Typus eines Diagrammes. So kann man nun auch leicht einsehen, warum vom selben Orte Diagramme sich untereinander ähnlich sehen werden. Noch einer Wellenart wäre zu gedenken, die nur bei Fernbeben beobachtet wurde; das sind die langen sinusartigen Wellen, welche am Endteil des Diagrammes auftreten. Auch für diese ist eine Erklärung leicht gegeben; es dürften das jene Oberflächenwellen sein, die den Weg im entgegengesetzten Sinne längs der Erdoberfläche genommen haben. Daß sie sehr weiten Ursprungs sind, dafür spricht schon ihre lange Schwingungsdauer."

b) Theorie der seitlichen Verschiebungen. In neuerer Zeit nimmt F. Omori[1]) einen hiervon völlig abweichenden Standpunkt ein. Er hält es nämlich für wahrscheinlich, daß sich die Erdoberfläche kraft ihrer Elastizität zusammendrückt und seitlich hin und her schwingt (Translationsverschiebungen), in vollständig paralleler Richtung mit der horizontalen Oberfläche, ohne daß wirkliche Neigungswellen entstehen. Ein Seismogramm von zwei gleichgebauten Horizontalpendeln, welchen er durch Regulierung auf verschiedene Schwingungsdauer verschiedene Empfindlichkeit für Neigungen gegeben hatte, führte ihn zu dieser Annahme; denn gelegentlich eines Nahbebens am 7. November 1898 wurde von beiden Apparaten ein gewisser kleiner Teil der langen Wellen mit annähernd gleicher Amplitude aufgezeichnet. Hierauf fußend, sucht Omori auf mathematischer Grundlage unter sehr interessanten Schlüssen zu beweisen, daß der Unterstützungspunkt der Horizontalpendel Bewegungen von verschiedenen Perioden und verschiedener

[1]) F. Omori: „On the Nature of the long-period Undulations of Earthquakes". Publications of the Earthquake Investigation Committee in Foreign Languages, Nr. 5, S. 42—51. Tokyo 1901.

Weite vollführen könne, ohne sich nach irgend einer Seite zu neigen, vielmehr ausschließlich dadurch, daß sich derselbe während einer bestimmten Zeit seitlich in der normalen Richtung des Rahmens verschiebt. Bestärkt wird er in seiner Ansicht noch durch einige neuerdings mit drei Horizontalpendeln beobachtete Erdbeben, deren Diagramme seiner Meinung nach auf einen Blick zeigen sollen, daß die Amplitude abhängt von der Vergrößerung durch den Schreibhebel und nicht von der Empfindlichkeit des Pendels gegen Neigungen, insofern als die aufgezeichneten Bewegungen nicht durch die Eigenschwingungen der schweren stationären Masse verwischt sind.

W. Schlüter[1]) in Göttingen will die Beweisführung aus den Beobachtungen Omoris nicht gelten lassen, obwohl er selbst auf anderem Wege zu einem ganz ähnlichen Endresultate gelangte. Jedenfalls darf er für sich das große Verdienst in Anspruch nehmen, den richtigen Weg zur Lösung der Streitfrage „Neigungen oder Translationsverschiebungen der Erdoberfläche?", worauf sich zurzeit die Angelegenheit zugespitzt hat, erkannt und auf ihm die ersten Schritte getan zu haben. Er gelangte nämlich zur Einsicht, daß kein einziges der mehr als 200 von R. Ehlert[2]) beschriebenen Seismometer imstande ist, über den strittigen Punkt Aufklärung zu geben, weil sie sämtlich durch Neigungen und durch horizontales Hin- und Herschieben gleicherweise in Bewegung gesetzt werden. Infolgedessen kam er bald auf den Gedanken: „Die Trennung der beiden Bewegungsarten läßt sich erreichen, wenn man den Massenmittelpunkt in die Drehungsachse verlegt"; denn alle parallelen Verschiebungen werden auf einen solchen Apparat ohne Einfluß bleiben, und derselbe wird sich gut dazu eignen, speziell die Neigungen zu erforschen. Von diesem Gedanken geleitet, konstruierte er einen besonderen Apparat, den er „Klinograph" nannte; in der Hauptsache besteht er aus einem Wagebalken, der an seinen beiden Enden je ein etwa 5 kg schweres Gewicht trägt, und dessen Schwingungen durch zwei in Öl getauchte Glasplatten gedämpft werden. Die Neigungen suchte er durch ein Hebelwerk erheblich (690 fach) zu vergrößern, bevor sie durch eine Spiegeleinrichtung photographisch registriert werden. Hierdurch konnte er der Prüfung der Streitfrage näher treten, ohne sich im voraus für eine bestimmte Richtung festzulegen. Aufgestellt ist das Instrument im Göttinger Geophysikalischen Institut (Prof. Dr. Wiechert).

Die erste Versuchsreihe umfaßt die Zeit vom 1. August bis 21. September 1899. Es zeigte sich, daß von den 20 in diese Zeit entfallenden

[1]) W. Schlüter: „Schwingungsart und Weg der Erdbebenwellen. 1. Teil: Neigungen". Bd. V, Heft 2 von Gerlands „Beiträgen zur Geophysik".

[2]) R. Ehlert: „Zusammenstellung, Erläuterung und kritische Beurteilung der wichtigsten Seismometer mit besonderer Berücksichtigung ihrer praktischen Verwendbarkeit". Bd. III, Heft 3 von Gerlands „Beiträgen zur Geophysik".

Erdbeben der verschiedensten Art und Größe (darunter auch das kleinasiatische Beben der Nacht vom 19. zum 20. September), welche von dem Horizontalpendel registriert worden waren, der Klinograph nicht das Geringste verspürt hatte. Hieraus schloß Schlüter: „Weder die Vorläufer noch die Hauptwellen eines Erdbebendiagrammes sind zurückzuführen auf Neigungsschwingungen der Erde. Die bisher unter den Seismologen fast allgemein verbreitete Anschauung, daß die Apparate bei der Aufzeichnung der langen Wellen durch Neigung in Bewegung gesetzt werden, ist irrig. Es kann die bisher an den Seismographen beobachtete Bewegung nur hervorgerufen worden sein durch „Translationsschwingungen" des Erdpartikelchens. Dagegen können wir von den Neigungsschwingungen nicht etwa behaupten, daß sie nicht existieren, sondern nur, daß sie unmerklich sind."

Der Vollständigkeit halber sei noch erwähnt, daß Pomerantzeff in einer Veröffentlichung (verfaßt in russischer Sprache mit einem Resumé in französischer) den Versuch gemacht hat, ein von einem Horizontalpendel in Straßburg während eines Erdbebens am 24. Juni 1902 aufgezeichnetes Seismogramm unter Anwendung der Lippmannschen Formel zu bearbeiten, um die parallelen Verschiebungen der Erdoberfläche während des Erdbebens abzuleiten. Er fand dabei, daß während der ganzen Zeit des Hauptbebens, welches etwa 38 Minuten dauerte, die Erdoberfläche, oder besser gesagt, ein beliebiger Punkt derselben, sich fortwährend in derselben Richtung bewegte, zu Anfang rascher und dann langsamer, wobei die ganze, während dieser Zeit zurückgelegte Strecke 790 mm betrug. Dieses höchst unwahrscheinliche Resultat könnte Galitzin[1]) zufolge, der überhaupt gegen die vorliegende Behandlungsweise der Aufgabe eine Reihe von Einwänden erhebt, teils dadurch zu erklären sein, daß die Anfangsgeschwindigkeit nicht richtig bestimmt wurde, oder aber sogar dadurch, daß verschiedene Anfangsgeschwindigkeiten hätten in Betracht gezogen werden müssen, wenn das Horizontalpendel mehreren nacheinander folgenden Erschütterungen ausgesetzt war.

c) Weitere Untersuchungen über diese Frage. Den Schluß Schlüters hält B. Galitzin[2]) für verfrüht. Nach eingehender Prüfung von Schlüters Entwickelungen erscheint es ihm wahrscheinlich, daß der Klinograph infolge von Konstruktionsmängeln keine Neigungen gezeigt hat; denn nach seinen Darlegungen steht der Klinograph durch die Spiegelvorrichtung in viel zu starrer Verbindung mit der Zimmerwand. Infolgedessen gelangt er bei aller Würdigung von Schlüters Verdiensten zu der Ansicht, daß der Klinograph in seiner jetzigen Form

---

[1]) B. Galitzin: „Über seismometrische Beobachtungen". I. Heft des Sitzungsber. der permanenten seismischen Kommission der K. Akademie der Wissenschaften. St. Petersburg 1902. — [2]) Ebenda.

nicht ganz geeignet sei, die Neigungswellen bei einem Erdbeben anzugeben.

Nunmehr hat sich in letzter Zeit auch John Milne mit Untersuchungen [1]) über die Natur der langen Wellen eingehend beschäftigt. Zunächst verwendete er ein photographisch registrierendes Klinometer eigener Konstruktion, und zwar 1900 und 1901 in seiner Erdbebenwarte zu Shide (Insel Wight) und 1901 in Japan. Aber obgleich einige bedeutende Fernbeben auftraten, hat er doch keine Aufzeichnungen erhalten können, in Übereinstimmung mit Schlüters Experimenten. Um nun eine eventuelle Vertikalkomponente der langen Wellen festzustellen, setzte Milne im März 1901 einen vertikalen Spiralfederseismographen in Tätigkeit; die hiermit gewonnenen Diagramme lassen die Möglichkeit von Bodenneigungen zu, zeigen aber, daß diese jedenfalls außerordentlich klein sein müßten. Schließlich gelangte er auf Grund seiner eigenen Beobachtungen und unter genauer Abwägung aller von sonstigen Forschern angeführten Beweisgründen für und wider zu folgendem Ergebnis: „Die von einem Fernbeben stammenden langen Wellen, seien sie Oberflächen- oder Massenwellen, versetzen die Horizontalpendel eher durch horizontale Bodenverschiebung als durch Bodenneigung in Schwingung". Jedoch will er diese Ansicht derart eingeschränkt bzw. ergänzt wissen, daß die langen Wellen zwar einen undulatorischen Charakter besäßen, daß aber die vorausgesetzte Bodenneigung nicht von dem Betrage sei, wie sie gewöhnlich angenommen wird.

Aber auch W. Schlüter war während dieser Zeit nicht müßig geblieben, vielmehr hatte er eine äußerst rege Tätigkeit entfaltet und war dabei zu überraschenden Ergebnissen [2]) gelangt, welche von der größten Tragweite, ja von bahnbrechender Bedeutung zu werden versprechen, wenn sie sich weiterhin bestätigen sollten. An dieser Stelle können naturgemäß nur diejenigen Berücksichtigung finden, welche sich mit der Theorie der langen Wellen befassen; aber an anderen Stellen wird auch auf die weiteren Resultate seiner Arbeiten eingegangen. Sein Streben ging dahin, das einfach verneinende Ergebnis seiner ersten Untersuchung durch den positiven Nachweis zu vervollkommnen, daß Translationsschwingungen die Bewegungsursachen der Seismometer seien, sowie ferner die Frage zu lösen, ob nicht diesen doch noch etwa Neigungen von unmerklicher Größe beigemengt sind, wie es auch J. Milne für möglich hält. Für die dahin zielenden

---

[1]) J. Milne: „Clinometric Experiments". — „Experiments with a Vertical Spring Seismograph". — „On the Nature of Earthquake Movement as recorded at a great Distance from its Origin". In VII. Report of the Seismological Committee of the British Association, Belfast-Meeting 1902.

[2]) W. Schlüter: „Schwingungsart und Weg der Erdbebenwellen. II. Teil. Translationsschwingungen". Im V. Bande von Gerlands „Beiträgen" zur Geophysik, S. 401 bis 465. Leipzig 1903.

Untersuchungen gab er seinem Klinographen mit einer kleinen Veränderung ein prinzipiell neues Gepräge: „Sobald man nämlich den Schwerpunkt des Klinographengerüstes aus der Schneide entfernt und ihn irgendwo senkrecht darunter, darüber, seitlich oder in einen der vier Quadranten verlegt, so werden jetzt neben Neigungen auch Translationsschwingungen einwirken können; da aber erstere unmerklich sind, wie wir gesehen haben, so werden etwaige Aufzeichnungen nur von letzteren herrühren. Die nun folgenden beiden weiteren Versuchsreihen, umfassend die Zeit einmal vom 19. Mai bis 18. Juni und 21. September bis 29. November 1899, sowie anderseits von da ab bis zum 18. Februar 1900, unterscheiden sich dadurch, daß der Schwerpunkt des Klinographen im ersteren Falle oberhalb, im zweiten seitlich der Schneide (wobei eine Feder den Schwerpunkt unterstützte) gelegt [1]) wurde. Ohne auf die sehr interessanten Einzelheiten, für welche auf die Originalabhandlung verwiesen werden muß, näher einzugehen, seien nur die wichtigsten unter den für den vorliegenden Zweck in Frage kommenden Ergebnissen hier kurz angeführt.

Die erste Untersuchung hatte, wie wir sahen, zwei Möglichkeiten offen gelassen: Erstens können die langen Wellen bestehen aus rein translatorischen Bewegungen ohne Neigungen, und zwar aus sachlichen Gründen nur aus rein horizontal von Ort zu Ort sich fortpflanzenden; zweitens ist aber auch nicht ausgeschlossen, daß wir es mit Neigungswellen zu tun haben, deren translatorischer Teil allein die Apparate in Bewegung setzt, während der neigende Teil zu schwach ist, um die Bewegung hervorzurufen. Nun hat bei der neuen Versuchsreihe die Registrierung der vertikalen Komponente festgestellt, daß auch dabei die langen Wellen aufgezeichnet werden. Damit ist die erste Möglichkeit ausgeschlossen, es bleibt nur die zweite, und das Endresultat lautet also: „Die langen Wellen sind Neigungswellen, deren translatorisch schwingender Teil von jeher die Aufzeichnungen der Seismographen verursachte, deren neigender Teil jedoch zu klein [2]) ist, als daß er bisher imstande gewesen wäre, eine Bewegung der Seismographen zu verursachen.“ Die vorkommenden Neigungen betragen also nicht, wie man bisher annahm, mehrere

---

[1]) So waren aus dem Klinographen, der in seiner eigentlichen Bestimmung, Neigungen zu registrieren, abseits von allen anderen Seismometern stand, durch Verschieben der Laufgewichte und Anbringen einer Feder zwei ganz neue Apparate geschaffen, die je nachdem die Horizontal- oder die Vertikalkomponente registrierten, letztere in bisher nicht erreichter Empfindlichkeit.

[2]) Jedoch glaubte er mittels eines Klinographen von mehreren Metern Armlänge die Neigungen selbst zur Aufzeichnung bringen und messen zu können; zum Bau eines solchen Instrumentes, zu dem er bereits die Pläne verfertigt hatte, ist es aber nicht gekommen, weil der Tod W. Schlüter am 5. April 1902 im jugendlichen Alter von $26^{1}/_{2}$ Jahren hinwegraffte.

Bogensekunden, sondern können selbst bei sehr großen Erdbeben höchstens Beträge von einigen hundertstel Sekunden erreichen. Ferner findet Schlüter: „Die langen Wellen sind nicht etwa lineare Schwingungen des Erdteilchens, sondern elliptische Schwingungen mit horizontal und vertikal gestellten Hauptachsen, deren Bahn nur wenig von der des Kreises abzuweichen pflegt; für große Perioden ist die Kreisbahn in vertikaler Richtung, für kleine Perioden in horizontaler Richtung elliptisch in die Länge gezogen.“ Schließlich glaubt er noch gefunden zu haben (er will jedoch dieses Resultat mit aller Vorsicht aufgefaßt wissen), die Ellipse werde vom Erdteilchen so durchlaufen, daß in deren oberem Teile die Bewegung die gleiche Richtung besäße wie die Fortpflanzung der Wellenbewegung. Dies würde aber darauf hindeuten, daß die langen Wellen Kompressionswellen[1]) sind, Verdichtungswellen, welche die auf flüssiger Unterlage

---

[1]) Höchst interessant sind die Überlegungen Schlüters über die Kompressionswellen, die, wenn auch nur Hypothese, an dieser Stelle mitgeteilt werden mögen; er sagt auf S. 459 bis 460 wie folgt:

„Daß bei tektonischen Erdbeben Kompressionswellen entstehen, erscheint mir nach den modernen Anschauungen über Gebirgsbildung durchaus nicht unwahrscheinlich. Gibt an einer dazu disponierten Stelle die Erdkruste dem stetig wachsenden seitlichen Drucke nach, indem sich die Schichten durchbiegen oder durchbrechen, so drängen die seitlich liegenden Massen in gewaltigem Schube nach. Sie stoßen aufeinander, und die dabei erzeugte elastische Erschütterung pflanzt sich fort und gibt sich in Vorläufern kund, die durch das Erdinnere eilen. Das Nachdrängen der Erdkruste, verbunden mit einem Hin- und Rückschwingen der Massen, breitet sich vom Erdbebenherd aus weiter um die Erde herum; so entstehen die langen Wellen. Vulkanische Beben und Einsturzbeben würden demnach die langen Wellen in ihrer charakteristischen Ausbildung nicht zeigen dürfen, ebenso auch nicht kleinere sekundäre Erschütterungen der Erdkruste, welche nach einem solchen Hauptstoß kleinere Spannungen von nicht horizontaler Richtung auslösen. Derartige Aufzeichnungen, welche nicht in verschiedene Stadien zergliedert sind, sondern aus einer Reihe unregelmäßiger, kurzer Schwingungen bestehen, werden in der Tat beobachtet. Nach dieser Vorstellung würde ein tektonisches Erdbeben das Hineinschwingen der ganzen Erdkruste in eine neue Ruhelage sein, die Anpassung derselben an einen neuen, plötzlich kleiner gewordenen tangentialen Druck. Es würde also überall die Erdoberfläche eine Dislokation nach dem Erdbebenherde hin erfahren. Die Dislokation würde proportional mit der Entfernung vom Herde abnehmen und im Antipodenpunkte gleich Null sein. Daß in der Nähe des Epizentrums Ortsveränderungen, besonders gerade Verkürzungen (Einbiegen von Eisenbahnschienen, Zäunen usw.) vorkommen, ist eine bekannte Tatsache. Es sind auch in größerer Entfernung vom Herde, obwohl eine Bewegung für den Menschen nicht mehr merklich war, Ortsveränderungen mit Hilfe von astronomischen Instrumenten nachgewiesen worden. Doch dürfte dies alles noch nicht beweisend sein. Ein Beweismittel liegt aber in den Erdbebendiagrammen vor.“ Einseitig im Teile der langen Wellen ausgebildete Seismogramme scheinen Schlüter auf derartige Vorgänge hinzudeuten, jedoch fehlt ihm, wie er betont, zu einem abschließenden Resultate noch sehr vieles.

ruhende Erdkruste tangential durchziehen. Durch das seitliche, d. h. vertikal nach oben gerichtete Ausweichen der Masse wird ein Wellenberg erzeugt, der über die Erdoberfläche hinwegläuft.

Es konnte natürlich auch nicht ausbleiben, daß gerade die Anhänger der Neigungstheorie nunmehr um so eifriger nach neuen Stützpunkten für ihre Lehre suchten. P. G. Alfani[1]) führt bei der Besprechung der Hauptbewegungsgruppe oder Maximalphase eines Diagrammes gegen Omori (die Arbeit Schlüters kam ihm erst während der Drucklegung zu Gesicht) instrumentelle Beobachtungen ins Feld, mit welchen er bewiesen zu haben glaubt, daß eine seitliche Beschleunigung unannehmbar sei, wenn man sich auf das stützt, was die Instrumente verzeichnen, so daß man also ein wirkliches und eigenes System von Transversalwellen anzunehmen habe. Einer von A. Laharner[2]) gebrachten deutschen Übersetzung des diesbezüglichen Abschnittes entnehme ich kurz folgendes: Das Instrument nach Vicentini zur Abmessung der vertikalen Komponente hat in den beiden geodynamischen Observatorien Ximeniano und Quarto die wichtige Abänderung erfahren, daß sich die elastische federnde Stahlschiene, welche das Gewicht trägt, infolge von dessen Last nicht krümmt, wie dies sonst bei den Vicentinischen Apparaten der Fall ist, sondern in dieser abgeänderten Form durchaus wagerecht verläuft. Hierdurch erreicht man, daß der Apparat außer bei wirklich genau vertikalen Impulsen sonst niemals Eigenschwingungen aufnehmen kann. Dieses so abgeänderte Instrument zeichnete gelegentlich großer Fernbeben den langsamen Wellengang auch auf, und zwar mit der gleichen Schwingungsperiode wie die Horizontalpendel. Hieraus folgert Alfani, daß der Stoßmesser nach Vicentini diese Wellen entweder infolge einer vertikalen Beschleunigung oder aber infolge wirklicher und eigenartiger Neigungen aufschrieb. Da er aber aus prinzipiellen Erwägungen die erstere Möglichkeit ausschließen zu müssen glaubt, so bleibt ihm nur die Annahme von tatsächlichen Neigungen, hervorgerufen durch Transversalwellen, übrig. Auf die eingehende Erörterung der hier bestehenden Verhältnisse und die Beweisführung, wie sie der Verfasser gibt, näher einzugehen, würde zu weit führen, weshalb ich mich mit dem Aufgeführten begnügen muß.

Alles in allem genommen darf man wohl annehmen, daß die Frage nach der Schwingungsart der Erdbebenwellen und somit ihrer Fortpflanzung der endgültigen Lösung in Bälde entgegengesehen wird. Den meisten, wenn nicht alleinigen Erfolg wird man nach der ganzen Sachlage zweifellos von Untersuchungen mittels empfindlicher Seismometer für die Vertikalkomponente, wie der abgeänderte Klinograph,

---

[1]) P. G. Alfani: „Bolletino sismologico dell' osservatorio Ximeniano dei p. p. delle scuole pie di Firenze 1902".

[2]) A. Laharner: „Zur Frage von der Natur der Erdbebenwellen". In der Monatsschrift „Die Erdbebenwarte", Jahrg. I, Heft 11/12.

erwarten müssen, welche inauguriert zu haben das große und bleibende Verdienst W. Schlüters ist.

V. Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Fernbebenwellen.

Für Fernbeben hat F. Omori[1]) aus den Zeitunterschieden des Eintreffens japanischer Erdbeben in Italien und Deutschland deren Fortpflanzungsgeschwindigkeit berechnet. Er bediente sich dabei der Formel:

$$v_n = \frac{\overline{x_n} - X_n}{\overline{t_n} - T_n},$$

worin v_n die Geschwindigkeit, X_n die Entfernung des Bebenepizentrums von Tokyo, $\overline{x_n}$ das Mittel der Entfernungen von den europäischen Stationen, T_n die Eintrittszeit einer Phase der Bebenbewegung in Tokyo und $\overline{t_n}$ das Mittel aus den Eintrittszeiten derselben Phase an den einzelnen europäischen Stationen bezeichnet.

Die entsprechenden Seismometeraufzeichnungen von neun großen japanischen Erdbeben ergaben folgende Mittelwerte der Fortpflanzungsgeschwindigkeiten längs der Erdoberfläche:

Tabelle XLVII. Mittlere Fortpflanzungsgeschwindigkeiten der einzelnen Phasen.

Bewegungsgruppe	Zeitunterschied		Entfernungsunterschied	Fortpflanzungsgeschwindigkeit
	Min.	Sek.	km	km pro Sekunde
I_1	10	13	8662	14,1
I_2	19	48	8891	7,5
II_1	31	20	8868	4,7
II_2	44	04	8663	3,3

Hieraus erhellt, daß die Fortpflanzungsgeschwindigkeiten der verschiedenen Bewegungsarten annähernd im Verhältnis 4 : 2 : 1½ : 1 stehen.

Der Weg, den die Erdbebenwellen nehmen, ist im großen und ganzen ein zweifacher, nämlich einmal längs der Oberfläche der Erde auf einem größten Kreise, den man durch beide Beobachtungsorte legt, und anderseits direkt durch das Erdinnere auf einer Sehne, welche die beiden Orte miteinander verbindet. Es hat sich nun aus den direkten Beobachtungen gezeigt, daß für sämtliche Phasen die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Bebenwellen durch die Erde hindurch, also längs

[1]) In Nr. 13 der Publications of the Earthquake Investigation Committee in Foreign Languages, S. 130 bis 137; Tokyo 1903.

der Sehne, eine geringere ist als längs der Erdoberfläche, d. h. auf dem Kreisbogen; vgl. Tabelle XLVIII und XLIX.

Ferner ist zu beachten, daß die einzelnen Erdbeben Geschwindigkeitswerte liefern, welche von den in obiger Tabelle enthaltenen Mittelwerten jeweils nicht unerheblich abweichen. Hierauf übt einen bestimmenden Einfluß unter anderem auch die Entfernung des Beobachtungsortes vom Epizentrum aus, indem mit wachsender Entfernung auch die Geschwindigkeit zunimmt. Dies ist deutlich aus der hier wiedergegebenen Zusammenstellung der den verschiedenen Epizentralentfernungen zukommenden Durchschnittsgeschwindigkeiten der Vorphase ersichtlich, welche J. Milne[1]) berechnet hat:

Tabelle XLVIII. Mittlere Fortpflanzungsgeschwindigkeiten der Vorstörung.

Entfernung vom Epizentrum		Fortpflanzungsgeschwindigkeit längs dem Bogen	Fortpflanzungsgeschwindigkeit längs der Sehne
Grad	km	km pro Sekunde	km pro Sekunde
10	1 113	3—5	3—5
20	2 226	10,5	10,5
30	3 339	11,1	10,9
40	4 452	10,6	10,3
50	5 565	10,9	10,5
60	6 678	11,1	10,6
80	8 904	12,3	11,3
90	10 017	12,8	11,5
150	16 695	16,3	12,0

Während aber längs dem Bogen die Geschwindigkeit schnell zunimmt, bleibt sie längs der Sehne lange Zeit nahezu unverändert.

Mit aller nur wünschenswerten Bestimmtheit hat auch E. Rudolph

[1]) In „VIII Report of the Seismological Investigation Committee of the British Association for Advancement in Science". Southport 1903.

Übrigens glaubt J. Milne auf Grund der hohen Werte 10,5 bis 12,0 km/sec für die Fortpflanzungsgeschwindigkeiten längs der Sehne, also durch das Erdinnere hindurch, eine große Starrheit des Erdballes annehmen zu sollen. Er hat daraufhin berechnet, daß die Erde einen fast gleichförmig beschaffenen Kern von wenigstens $^{19}/_{20}$ ihres Halbmessers besitzen müsse, während das darüber befindliche Zwanzigstel nach oben hin schnell in diejenigen Bestandteile übergehe, welche die Erdrinde bilden. Die Masse dieses Erdkerns, für welche J. Milne die Bezeichnung „Geïte" einführt, müsse ein spezifisches Gewicht von einem größeren Betrage als 5,5, aber von geringerem als das Eisen besitzen und die durch Druck hervorgerufenen Vibrationen halb so schnell als Stahl weiterleiten; infolgedessen denkt Milne, ebenso wie Arrhenius und Wiechert an einen Erdkern von Eisen oder von Eisen in gasförmigem Zustande und gleichmäßiger Dichte. Auch soll dieses Ergebnis in vollem Einklange stehen mit demjenigen der Temperaturmessungen in großen Tiefen und den Schwerebestimmungen.

die Richtigkeit der Zunahme der Fortpflanzungsgeschwindigkeit in einem einzelnen Falle an Hand des Cerambebens [1]) im ostindischen Archipel vom 30. September 1899 dargetan, wie die nachstehende Tabelle zeigt:

Tabelle XLIX. Fortpflanzungsgeschwindigkeiten der einzelnen Phasen des Cerambebens 1899.

Nr.	Station	Entfernung vom Epizentrum		Fortpflanzungsgeschwindigkeit in Kilometern pro Sekunde				
		Grad	km	I_1	I_2	II_1	II_2	II_3
1.	Batavia	22,4	$b =$ 2 439	6,68	4,36	—	3,91	2,7
			$s =$ 2 477	6,64	—	—	—	—
2.	Tokyo	40,21	$b =$ 4 476	8,27	4,76	3,85	—	2,54
			$s =$ 4 385	8,105	—	—	—	—
3.	Kalkutta	46,4	$b =$ 5 165	8,34	—	—	3,02	—
			$s =$ 5 025	8,1	—	—	—	—
4.	Bombay	58,97	$b =$ 6 564	8,77	5,31	—	3,43	2,8
			$s =$ 6 277	8,39	—	—	—	—
7.	Dorpat	98,83	$b =$ 11 000	11,96	6,88	—	3,5	3,27
			$s =$ 9 686	10,54	—	—	—	—
8.	Victoria (B. C.) .	104,29	$b =$ 11 608	11,23	6,85	—	—	—
			$s =$ 10 070	9,74	—	—	—	—
9.	Kap d. g. Hoffnung	104,63	$b =$ 11 646	11,14	7,08	5,13	3,94	3,18
			$s =$ 10 094	9,66	—	—	—	—
12.	Hamburg	109,11	$b =$ 12 144	12,09	7,32	—	—	—
			$s =$ 10 390	10,34	—	—	—	—
14.	Göttingen	109,87	$b =$ 12 229	11,72	7,45	5,38	4,32	3,24
			$s =$ 10 439	10,01	—	—	—	—
17.	Padua	110,73	$b =$ 12 325	12,56	8,21	—	—	3,26
			$s =$ 10 494	10,7	—	—	—	—
20.	Quarto Castello .	111,58	$b =$ 12 427	12,03	—	5,78	4,46	3,07
			$s =$ 10 548	10,21	—	—	—	—
21.	Straßburg . . .	112,23	$b =$ 12 491	11,37	7,67	—	—	3,45
			$s =$ 10 588	9,62	—	—	—	—
23.	Paisley	115,27	$b =$ 12 830	11,36	7,52	5,56	—	—
			$s =$ 10 773	9,54	—	—	—	—
27.	Cordoba	143,35	$b =$ 15 956	12,83	—	7,34	—	—
			$s =$ 12 108	9,74	—	—	—	—

[1]) E. Rudolph: „Über das Erdbeben von Ceram am 30. September 1899". In Gerlands „Beiträgen zur Geophysik", VI. Band, S. 264 bis 265.

In der Tabelle XLIX ist $b =$ Entfernung auf dem größten Kreise, $s =$ längs der Sehne gemessen. Die Rückschläge für Viktoria, Kap der guten Hoffnung, Straßburg und Göttingen sind nicht reeller Natur, sondern durch die Registrierart bedingt.

Der Grund für diese Erscheinung ist in der von A. Schmidt gefundenen konchoidischen Beschaffenheit des Erdbebenhodographen zu suchen; vgl. das hierüber auf S. 68 bis 71 Gesagte.

VI. Länge der Fernbebenwellen[1].

Die Wellenlänge λ der von großen Fernbeben fortgepflanzten Bodenbewegungen muß eine große sein. Wenn wir beispielsweise die vorherrschenden Wellenzüge der Einleitungsphase und der schnellen Periodenphase der Hauptstörung zugrunde legen, so finden wir folgende Werte:

für II_1 beträgt die Wellenlänge $\lambda = 4{,}7\,\text{km} \times 36{,}1\,\text{sec} = 170\,\text{km}$,
„ II_3 „ „ „ $\lambda = 3{,}3\,\text{km} \times 20{,}4\,\text{sec} = 67\,\text{km}$.

Diesen Berechnungen gemäß leuchtet es sofort ein, daß die langperiodischen Wellen durch die Bodenbeschaffenheit nicht beeinflußt werden.

VII. Beziehungen zwischen der Dauer der Vorstörung und der Entfernung des Epizentrums.

Im allgemeinen kann man sagen, daß mit wachsendem Abstande des Beobachtungsortes eines Fernbebens auch die Dauer der ganzen Vorstörung zunimmt. Da diesem Gegenstande im vierten Abschnitte noch ganz besondere Aufmerksamkeit geschenkt wird, so möge hier nur die

Tabelle L. Verhalten der Vorstörung zur Epizentralentfernung.

Gesamtdauer von $I_1 + I_2$ Sekunden	Berechnete Entfernung des Epizentrums km	Wirkliche Entfernung des Epizentrums km
209	2 090	2 200
244	2 320	2 200
366	3 120	3 100
565	4 420	4 800
810	6 020	5 700
863	6 370	6 100
871	6 420	6 100
1080	7 790	8 300
1339	9 480	9 200
1838	12 640	12 200
1951	13 500	14 200

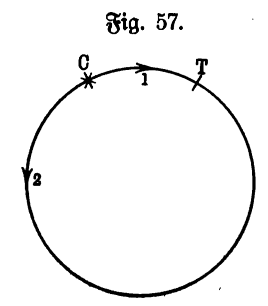
[1]) Nach Nr. 13 der Publications of the Earthquake Investigation Committee in Foreign Languages, S. 118; Tokyo 1903.

einfache Tatsache Erwähnung finden und eine kleine Tabelle dartun, mit welcher Genauigkeit man mittels einer von F. Omori[1]) hierauf aufgebauten Methode die Entfernung des jeweiligen Epizentrums zu berechnen vermag.

VIII. Fernbebenwellen, welche den Erdball umkreist haben.

Bis jetzt haben wir uns ausschließlich mit dem einfachsten Falle der Fortbewegung der von einem Erdbeben erzeugten Wellen beschäftigt, welche wir kurz als W_1 bezeichnen wollen. Außerdem aber sind noch zwei Möglichkeiten vorhanden und tatsächlich auch unmittelbar beobachtet worden; wenn nämlich in Fig. 57 T die beobachtende Station und C das Epizentrum darstellt, so können die von C ausgehenden Wellen den Ort T erreichen:

Fig. 57.



1. In der Richtung des Pfeiles 2 ⟵, nachdem sie also die Gegenfüßler (Antipoden) von C passiert haben; sie seien W_2 benannt.

2. In der Richtung des Pfeiles ⟶ 1 über T hinaus, also nach Umkreisung des Erdballes wieder über C zurück nach T; man bezeichne sie kurz als W_3.

Auch für diese Wellenzüge hat F. Omori[2]) die Bewegungselemente bestimmt auf Grund der Diagramme von 12 Fernbeben; die diesbezüglichen Mittelwerte sind nachstehend mitgeteilt:

Tabelle LI. Wellenelemente nach Umkreisung des Erdballs.

	Maximum der doppelten Amplitude mm	Durchschnittliche Periode Sek.	Fortpflanzungsgeschwindigkeit km pro Sek.
W_2	0,12	20,4	3,7
W_3	sehr klein	19,4	3,4

1. **Amplitude.** Die Amplitude der W_2-Wellen ist gewöhnlich ganz erheblich kleiner als diejenige von W_1; aber als noch ganz bedeutend geringer erweist sie sich bei W_3, wo sie höchstens 0,05 Sekunden erreicht. Dies muß natürlich auch der Fall sein, da die Stärke der Wellenbewegungen mit wachsender Entfernung vom Bebenherde sehr schnell abnimmt.

2. **Periode.** Mit wenigen Ausnahmen ist die Periode von W_2

---

[1]) In Nr. 13 der Publications of the Earthquake Investigation Committee in Foreign Languages, S. 86 bis 96; Tokyo 1903.

[2]) Ebenda, S. 86 bis 96.

sehr gleichmäßig und gibt einen mittleren Wert von 20,4 Sekunden; anscheinend kommt diejenige von W_3 diesem Werte nahe. Da außerdem diese Periodenzahlen mit den häufigsten der schnellen Periodenphase II_3 der Hauptstörung von W_1 zusammenfallen, so scheint die Annahme begründet, daß eben die letzteren sich als W_2 und W_3 fortpflanzen.

3. **Fortpflanzungsgeschwindigkeit.** Die hier angeführten Werte von $W_2 = 3{,}7$ km/sec und $W_3 = 3{,}4$ km/sec dürfen nur als ganz rohe Näherungswerte angesehen werden; wahrscheinlich sind beide einander gleich zu setzen, also $W_2 = W_3 = 3{,}3$ km/sec.

Zweiter Abschnitt.

Die Bodenbewegungen außertellurischen Ursprungs.

Neben den im vorigen Abschnitte behandelten Bodenbewegungen lassen empfindliche Seismometer noch eine Reihe[1]) von solchen erkennen, deren Entstehungsursachen außerhalb des Erdballs liegen und daher nicht zu den eigentlichen Erdbeben gerechnet werden dürfen. Da sie aber unter Umständen Spannungszustände der Erdrinde auszulösen[2]) vermögen, so bezeichnet man sie vielfach auch als „auslösende Ursachen“ der (makroseismischen) Erdbeben.

Im großen und ganzen scheidet man diese Bodenbewegungen in zwei Hauptgruppen. Der ersten Gruppe gehören elastische Schwingungen der Erdrinde an, welche man nach E. Rudolph unter der generellen

---

[1]) Die zahlreichen, äußerst verschiedenartigen und verwickelten Biegungen, Wellen und Störungen der Seismometerkurven lassen sich durch einen mathematischen Rechnungsvorgang in ihre verschiedenen periodischen und gesetzmäßigen, sowie in ihre unperiodischen und zufälligen Bestandteile zerlegen. Die Methode dieser Zerlegung, welche von dem Physiker Fourier herrührt, wird als die „harmonische Analyse“ bezeichnet (nähere Anleitung für die Ausführung der harmonischen Analyse findet sich beispielsweise in J. Hann: „Lehrbuch der Meteorologie“, S. 725 bis 736, Leipzig 1901). In gleicher Weise wie das Ohr das Gewirr der Luftschwingungen, etwa bei einem Konzert, zu zerlegen versteht, um die einzelnen Instrumente und Töne zu unterscheiden, so gestalten sich die Leistungen der harmonischen Analyse in der Wissenschaft.

[2]) So machte bereits 1875 Bertelli darauf aufmerksam, daß große Erdbeben fast immer eingeleitet oder doch begleitet waren von mikroseismischen Störungen. Dieses Ergebnis fand Milne bestätigt, führt auch das Erdbeben zu San Remo am 6. Dezember 1874 an, vor welchem De Rossis Tromometer ausgesprochen unruhig war. Auch zu Livorno, Florenz, Bologna wurde diese Unruhe beobachtet. Belar in Laibach äußert sich hierzu folgendermaßen: „Solche einleitende Zitterbewegungen sind an der hiesigen Warte bereits verschiedene Male mehrere Stunden hindurch verfolgt worden, und die erwartete Erdbewegung als eine dem Menschen fühlbare Erschütterung ist auch eingetroffen.“ Selbst die einem Hauptbeben folgenden Nachbeben werden manchmal von starker mikroseismischer Unruhe eingeleitet; ein Beispiel hierfür bieten die Aprilbeben des Jahres 1899 in Steiermark.

Bezeichnung „mikroseismische[1]) Unruhe“ zusammenfaßt. Hiervon grundsätzlich verschieden sind die Bodenbewegungen der zweiten Gruppe, die als „Lotschwankungen“ bezeichnet werden; denn während durch die ersteren die Seismometerpendel in Schwingungen geraten, ist dies bei den letzteren, den bradyseismischen Bewegungen, nicht der Fall. Infolgedessen sind die dergestalt an den Seismometerkurven hervorgerufenen Störungsbilder so unverkennbar und charakteristisch voneinander verschieden, daß der Fachmann unzweideutig deren wahre Natur erkennt.

A. Mikroseismische Unruhe.

Alle Bodenbewegungen außertellurischen Ursprungs, welche in elastischen Schwingungen der Erdrinde bestehen, vereinigt man unter der Bezeichnung „mikroseismische Unruhe“. Je nach ihrer Art unterscheidet man sie mit E. Rudolph[2]) in „Pulsationen“, wenn sie nach Periode und Amplitude regelmäßig auftreten, und in „pulsatorische Oszillationen“, wenn die beiden Bewegungselemente unregelmäßig sind.

Beginnen wir mit der Besprechung der letzteren.

I. Pulsatorische Oszillationen.

1. Begriffsbestimmung. Häufige, stets zur Normallage symmetrisch liegende Schwingungen, welche, bevor sie zur Ruhe gekommen sind, immer wieder von neuem erregt werden und dadurch stunden- oder selbst tagelang andauern, bezeichnet man als „pulsatorische Oszillationen“ (englisch „earth tremors“) oder auch in gewissen Fällen als „Pendel-

---

[1]) Zu der Benennung „mikroseismisch“ ist zu bemerken, daß sie zwar in Verbindung mit den in diesem Abschnitte zu behandelnden Bodenbewegungen die Erscheinung nicht richtig kennzeichnet, weil die letzteren ja mit den Erdbeben unmittelbar nichts zu tun haben; trotzdem hat sich diese zuerst von italienischen Seismologen gebrauchte Bezeichnung nun einmal in der Fachwelt eingebürgert und soll deshalb auch hier beibehalten werden.

[2]) Von den einzelnen Seismologen werden für diese Bewegungsarten voneinander abweichende Benennungen gebraucht; da man sich aber für irgend eine entscheiden muß, so habe ich mich der von E. Rudolph in Anwendung gebrachten angeschlossen, weil diese besonders zweckdienlich erscheint. Die durch E. v. Rebeur-Paschwitz eingeführte Unterscheidung zwischen zwei Gruppen (welche er entsprechend als „mikroseismische Bewegungen“ und als „Erdpulsationen“ bezeichnet) wird von manchen Forschern nicht getroffen; jedoch hat sie sich, obschon die Pulsationen sehr selten vorkommen und daher deren Existenz verschiedentlich bezweifelt wird, als wohlbegründet erwiesen und wird infolgedessen auch in den vorliegenden Ausführungen beibehalten.

unruhe[1])"; sie wachsen allmählich zu einem Maximum der Amplitude an, um dann ebenso allmählich wieder abzunehmen (vgl. Fig. 58). Ihre Ursache sind kurz aufeinander folgende Stöße von wechselnder, jedoch nie bedeutender Stärke, horizontal gerichtete Oszillationen des Bodens, ohne daß dabei eine Veränderung der Gleichgewichtslage eintritt; dabei ist die Richtung der Bewegung häufigem Wechsel unterworfen. Die Zwischenzeiten je zweier aufeinander folgender Stöße bleiben gewöhnlich für einige Stunden konstant, ohne sonderlich von der Amplitude abzuhängen, und schwanken F. Omori[2]) zufolge im Mittel zwischen 3,4 bis 8,0 Sekunden. Die Amplitude kann vom Bruchteil eines Millimeters bis auf einige Zentimeter anwachsen.

2. **Zeit des Auftretens.** Sowohl die Häufigkeit, als auch die Stärke der pulsatorischen Oszillationen weisen eine ausgesprochene jährliche und auch tägliche Periode auf.

a) Jährliche Periode. Allenthalben ist ein Anwachsen der Häufigkeit und der Stärke nach dem Dezember hin bemerkbar; das Maximum fällt in die Hauptwintermonate, wohingegen die pulsatorischen Oszillationen in der warmen Jahreszeit am seltensten sind. Die nachstehende Tabelle zeigt die bezüglichen Verhältnisse zu Straßburg[3]) im Jahre 1895:

Tabelle LII. Jährliche Periode der pulsatorischen Oszillationen in Straßburg 1895.

	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Oktober	Nov.	Dez.
Häufigkeit	7	7	9	10	9	2	13	14	15
Stärke in Verhältniszahlen	18,7	16,5	6,0	7,4	13,6	3,0	32,9	31,0	54,2

b) Tägliche Periode. Sonderbarerweise tritt die tägliche Periode der mikroseismischen Flächenbewegung am stärksten in der warmen Jahreszeit hervor, wohingegen sie in den Wintermonaten am wenigsten entwickelt ist. Im allgemeinen entfällt das Minimum auf die frühen

[1]) Der besseren Unterscheidung halber habe ich diejenigen stärkeren pulsatorischen Oszillationen (mit Amplituden von mehr als 2 mm), welche mit der örtlichen Windstärke nicht in unmittelbar ursächlichem Zusammenhange stehen, mit dem Worte „Pendelunruhe" bezeichnet, in Übereinstimmung mit den Ausführungen W. Láskas.

[2]) F. Omori: „Results of the horizontal Pendulum Observations of Earthquakes, July 1898 to December 1899, Tokyo." In Nr. 5 der Publications of the Earthquake Investigation Committee in Foreign Languages; Tokyo 1901.

[3]) R. Ehlert: „Horizontalpendelbeobachtungen im Meridian zu Straßburg i. E." In Gerlands „Beiträgen zur Geophysik", III. Band; Leipzig 1896.


LIBRARY
OF THE
UNIVERSITY
OF
CALIFORNIA

Morgenstunden, das Maximum auf die ersten Nachmittagsstunden; jedoch verschiebt sich in den einzelnen Monaten das Maximum allmählich. Als Beispiel seien hier die Mittelwerte der Jahre 1892 und 1893 von Straßburg[1]) mitgeteilt:

Tabelle LIII. Tägliche Periode der pulsatorischen Oszillationen in Straßburg 1892 bis 1893.

	Mitternacht — 2h	2h — 5h	5h — 8h	8h — Mittag
Jahr	0,74	0,65	0,86	1,21
Winter	1,0	0,9	0,9	1,0
Frühling	0,6	0,3	0,6	1,1
Sommer	0,3	0,5	0,9	1,6
Herbst	0,4	1,0	1,2	2,2

	Mittag — 2h	2h — 5h	5h — 8h	8h — Mitternacht
Jahr	1,47	1,42	0,91	0,81
Winter	1,2	1,1	1,1	1,0
Frühling	1,9	2,1	0,7	0,8
Sommer	2,1	1,5	0,7	0,6
Herbst	1,5	1,1	0,4	0,2

3. Entstehung und Art[2]). Bezüglich der Entstehungsursachen der pulsatorischen Oszillationen darf man jetzt wohl als feststehende Tatsache ansehen, daß sie durch Bewegungen in der Lufthülle[3]) unserer Erde, der Atmosphäre, hervorgerufen werden. Diese Einwirkung kann eine zweifache sein: entweder die von einem barometrischen Maximum zum Minimum hinwehenden Winde bringen ein Erzittern der obersten Schichten der Erdkruste zuwege, oder aber der Boden kann durch die über ihn hinwegziehenden barometrischen Wellen in einen Zustand des

---

[1]) E. v. Rebeur-Paschwitz: „Horizontalpendelbeobachtungen auf der Kaiserlichen Universitätssternwarte zu Straßburg 1892 bis 1894." In Gerlands „Beiträgen zur Geophysik", II. Band; Stuttgart 1895.

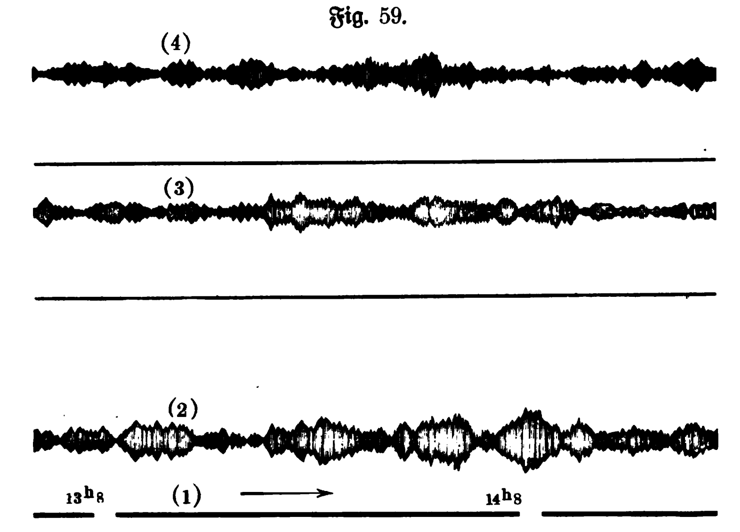
[2]) Nach A. Sieberg: „Die Beziehungen zwischen meteorologischen und seismologischen Vorgängen". Im VIII. Jahrgang, 1902, des Deutschen Meteorologischen Jahrbuches für Aachen; Karlsruhe 1903.

[3]) De Rossi in seinem Werke: „La meteorologia endogena", Mailand 1879 und 1882, und mit ihm manche italienische Seismologen hielten die mikroseismische Unruhe für Erscheinungen von wesentlich geologischem Charakter. Aber weitere Beobachtungen, von denen als erste namentlich diejenigen von Bertelli mittels des von ihm konstruierten „Tromometers" zu nennen sind, haben die Änderung der Auffassung im oben ausgesprochenen Sinne hervorgerufen und als begründet erscheinen lassen. Infolgedessen wollen sogar manche Autoren, vor allen R. Hoernes („Erdbebenkunde", S. V), das Studium der mikroseismischen Unruhe der Meteorologie zuweisen.

Mitschwingens versetzt werden; auf den letzteren Fall sei zur leichteren Unterscheidung die Bezeichnung „Pendelunruhe" angewendet.

a) Wirkung des Windes. Beschäftigen wir uns zunächst mit dem ersten Falle. Die Beobachtungen an den mit sehr empfindlichen registrierenden Seismometern ausgerüsteten seismischen Stationen haben zur Genüge den Nachweis erbracht, daß starke örtliche Winde den Boden in Hin- und Herschwingungen versetzen. Mit einem höchst instruktiven Beispiel hierfür macht uns E. Lagrange[1]) bekannt. Zu Anfang März 1901 zogen mehrere barometrische Tiefdruckgebiete über Südbelgien hinweg, welche für Uccle bei Brüssel abwechselnd nordöstliche und südwestliche Winde im Gefolge hatten. Die Pendel der dortigen geophysikalischen Station zeigten vom 4. an eine lebhafte Unruhe, und zwar gleichzeitig mit der am selben Tage beginnenden auffrischenden Luftbewegung nach einer Periode von Luftruhe. Nachstehende Fig. 59

Fig. 59.



Vergrößertes Diagramm von mikroseismischer Flächenbewegung, hervorgerufen durch örtlichen Wind. Nach E. Lagrange.

zeigt uns einen Abschnitt des dortigen Seismometerdiagramms vom 5. März 1901, welcher die Dauer von $1^1/_2$ Stunden zwischen 1^h bis 3^h p umfaßt. Die Linie (1) ist die Stundenlinie, während (2), (3) und (4) die Kurven der drei Pendel darstellen, welche in den Richtungen Nordost—Südwest, Süd—Nord und Nordwest—Südost eingestellt sind. Da die Windrichtung zunächst eine südwestliche war, so vollführte das in der NW—SE-Linie eingestellte Pendel die stärksten Schwingungen,

1) E. Lagrange: „La Commission sismologique internationale et les Travaux sismologiques en Belgique." In „Ciel et terre", 1901, S. 23 des Sonderabdruckes."



vgl. Fig. 59 (2); im späteren Verlaufe der Kurve beginnt das N—S-Pendel (4) immer stärkere Bewegungen anzunehmen, nachdem der Wind sich über N und E nach SE gedreht hat.

Diese Einwirkungen des Windes bleiben aber nicht auf die allerobersten Schichten der Erdkruste beschränkt, sondern pflanzen sich auch verhältnismäßig weit in die Tiefe fort. So fand O. Hecker[1]) aus vergleichenden Beobachtungen am Königlichen Geodätischen Institut in Potsdam, daß die Bewegung (bei Sandboden) in einer Tiefe von 25 m kaum um die Hälfte geringer war als unmittelbar unter der Erdoberfläche.

Die Frage, in welcher Weise diese Störungen vom Winde hervorgerufen werden, kann noch nicht als einwandfrei aufgeklärt betrachtet werden. Verschiedene Forscher neigen zu der Annahme, daß es weniger die einzelnen Windstöße sind, welche diese Bewegungen verursachen, als vielmehr die fortwährende Reibung großer Luftmassen an der Erdoberfläche, die ausgedehnte Gebiete in Schwingung versetzen.

b) Wirkungen der Luftdruckänderungen. Neben den vorbesprochenen pulsatorischen Oszillationen wird noch eine weitere Gruppe verzeichnet, welche sich schon auf den ersten Blick von den Winddiagrammen unterscheidet, weil ihre Amplitude bis zu 15 mm erreicht, während diejenige der durch den Wind verursachten Bodenschwingungen höchstens 1 mm bis 2 mm ausmacht. Daß diese gemeinlich als „Pendelunruhe" bezeichnete Bodenbewegung mit der am Orte herrschenden Windstärke nicht in direktem Zusammenhange steht, geht schon daraus hervor, daß zu gleicher Zeit an Orten mit starkem Sturm, der Bäume entwurzelte, viel schwächere Störungsfiguren aufgezeichnet wurden als an solchen mit Windstille. Trotzdem brachte man schon frühzeitig auch diese Art der mikroseismischen Unruhe mit den Vorgängen in der Atmosphäre in Verbindung, ohne aber einstweilen zu übereinstimmenden Ergebnissen zu gelangen.

Neuerdings hat sich nun W. Láska[2]) sehr eingehend mit der Pendelunruhe beschäftigt auf Grund seiner Untersuchungen zu Lemberg an dem dreifachen v. Rebeur-Ehlertschen Horizontalpendel. Er gelangte zu dem Ergebnis, daß in Lemberg die Unruhe mit der größten stündlichen Änderung des Barometerstandes zusammenfiel. Seiner Ansicht nach beruht der Vorgang auf folgendem: Ein jedes Pendel zeigt diejenigen Wellenbewegungen am deutlichsten, deren Perioden mit den Eigenschwingungen des Pendels kommensurabel sind, für welche also das Pendel sozusagen abgestimmt ist; das gleiche gilt für eine jede

[1]) O. Hecker: „Untersuchung von Horizontalpendelapparaten." In der Zeitschrift für Instrumentenkunde 1899, S. 268.

[2]) W. Láska: „Über die Pendelunruhe." In den Verhandlungen der I. Internationalen Seismologischen Konferenz zu Straßburg 1901, S. 209 bis 235; Leipzig 1902.

begrenzte geologische Schicht der Erdrinde, so daß also mit anderen Worten ein jedes geologische Individuum der Erdrinde auf einen bestimmten seismischen Bewegungston anspricht. Nun führt unter der Stadt Lemberg im östlichen Galizien in der Tiefe ein Teil jener merkwürdigen Scholle hindurch, welche vom südlichen Schweden her durch das nördliche und mittlere Rußland weit nach Osten hin seit den ältesten Zeiten ihre kugelflache Lagerung bewahrt hat; auf dieser Grundlage bauen sich die späteren Formationen auf. Von den letzteren kommen für den vorliegenden Zweck die roten Sandsteinmassen der devonischen Formation in Betracht, welche in fast horizontaler Lagerung die Ufer des Rigaischen Meerbusens bilden und in Galizien im Bette des Dnjestr und seiner Nebenflüsse wieder zum Vorschein kommen. Denken wir uns nun diese „russische Tafel", wie Sueß[1]) sie genannt hat, etwa um die Gegend des Rigaischen Meerbusens von einem hinreichend steilen barometrischen Gradienten überlagert, so wird dieser eine Lageänderung der Scholle verursachen, welche sich auch in Lemberg bemerkbar machen muß. Geht nun gar eine steile barometrische Depression[2]) über dieses Gebiet hinweg, so wird die Tafel in elastische Schwingungen geraten, welche eben die Ursache der Pendelunruhe sind. Dieselbe Wirkung wird auch durch steile, stark wechselnde Gradienten hervorgebracht. Es fällt nun nicht mehr schwer, den Grund zu finden, weshalb sich die Pendelunruhe am häufigsten gerade in den Wintermonaten einstellt. Im allgemeinen wird nämlich die Wetterlage dadurch bedingt, daß die barometrischen Depressionen die Neigung zeigen, gewisse Zugstraßen[3]) einzuschlagen; die Besuchshäufigkeit der einzelnen Zugstraßen wechselt mit den Jahreszeiten. Nun hat die Zugstraße III nach van Bebber die Lagerung sehr steiler Gradienten über der russischen Tafel zur Folge, und sie wird sehr häufig im Winter, jedoch fast nie im Sommer besucht. Eine ähnliche Pendelunruhe in Europa hat noch die Zugstraße II zur Folge, deren meteorologisches und zeitliches Verhalten ein ähnliches ist; sie kommt in Skandinavien auf die archäische Formation zu liegen,

---

[1]) E. Sueß: „Das Antlitz der Erde", Band I, S. 241; 1885.

[2]) Als „Depression, Tiefdruckgebiet oder barometrisches Minimum" bezeichnet man dasjenige Gebiet, wo das Barometer tiefer als in der Umgegend oder am allertiefsten steht.

[3]) J. van Bebber: „Die Wettervorhersage". Stuttgart 1891.

Zugstraße III verläuft von den Shetlandinseln südostwärts nach dem Skagerrak und Südschweden, biegt dann ostwärts ab oder setzt sich weiter südostwärts nach dem inneren und südlichen Rußland fort. — Viele Regenfälle und starke Bewölkung, sowie böige Witterung im Westen begleiten die auf dieser Zugstraße ziehenden Depressionen.

Zugstraße II führt von dem zwischen den Faröerinseln und Schottland belegenen Meere in fast rein östlicher Richtung über Skandinavien hinaus nach dem Finnischen Meerbusen, wo ein Teil nach NE umbiegt, ein anderer seine Wanderung nach dem Innern Rußlands fortsetzt. — Starke Luftbewegung, sowie ergiebige und häufige Regenfälle sind die Hauptcharakteristik dieser Zugstraße.

welche die Grundlage von Europa bildet. Da die Kompaktheit der Gesteine für die Übertragung der elastischen Wirkungen der Depressionen bestimmend ist, so ist außer dem Grade der Geneigtheit des Pendels selbst die geologische Unterlage der in Betracht kommenden Station für die Stärke der Unruhe maßgebend. Wesentlich ist noch, daß ein großer Teil des Gradienten und besonders der Kern der Depression über dem Festlande und nicht über dem Meere liegt, weil die innere Reibung der Wassermassen die Wirkung schon in verhältnismäßig kleiner Tiefe vollkommen aufhebt.

Im Januar 1903 wurde eine von E. Mazelle[1]) in Triest verfaßte Schrift, welche sich mit dem gleichen Gegenstande, vor allem aber der Ableitung der Perioden der Pendelunruhe beschäftigt, der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien vorgelegt. Auch für Triest ist eine ausgesprochene jährliche Periode der Pendelunruhe mit einem Maximum im Winter, sowie fast gänzlichem Fehlen im Sommer festgestellt worden. Die tägliche Periode zeigt ein Maximum zwischen 9 und 10^h vormittags, ein Minimum zwischen 9 und 10^h abends; die Sinusreihe hierfür zeigt volle Übereinstimmung der Phasenzeit mit jener für die stürmische Bora und deren Windgeschwindigkeit abgeleiteten, wohingegen ein direkter Zusammenhang mit der im Orte herrschenden Windstärke sich nicht nachweisen läßt. Auch Mazelle gelangte zu dem Ergebnis, daß jeder Zunahme der Pendelunruhe ausnahmslos eine größere Luftdruckänderung entspricht. Abweichend von Láskas Wahrnehmung ist jedoch diejenige von Mazelle, wonach an mikroseismisch bewegten Tagen die barometrischen Depressionen mit größerer Wahrscheinlichkeit im W, SW und S Europas vorzufinden seien, während eine nordöstliche Lage der Depressionen eher an den Tagen mit Pendelruhe zu bemerken wäre. Im übrigen dürfte noch der Umstand interessieren, daß für Triest die Lage der barometrischen Maxima an mikroseismisch ruhigen Tagen annähernd dieselbe war wie an Tagen mit Pendelunruhe.

Wie man sieht, steht die von Láska aufgestellte Theorie der Pendelunruhe, deren hypothetischen Charakter ihr Autor übrigens ausdrücklich betont, in einem wesentlichen Punkte nicht im Einklang mit den Beobachtungen zu Triest. Der Grund hierfür braucht nun aber nicht notwendigerweise darin zu liegen, daß diese Theorie irrig sei; vielmehr ist auch die Möglichkeit vorhanden, daß diese Abweichung nur eine scheinbare ist, indem vielleicht der Untergrund von Triest infolge seiner tektonischen Beschaffenheit von anderen Zugstraßen bzw. Depressionen in Schwingung versetzt wird als der Lembergs. Dieser wichtige Punkt bedarf jedenfalls noch näherer und eingehender Prüfung durch sach-

[1]) E. Mazelle: „Die mikroseismische Pendelunruhe und ihr Zusammenhang mit Wind und Luftdruck". Nr. XV der neuen Folge der Mitteilungen der Erdbebenkommission der Kaiserl. Akademie der Wissenschaften; Wien 1903.



kundige Geologen. Ein endgültiges Urteil über die Eigentümlichkeiten der Pendelunruhe läßt sich jedoch erst dann fällen, wenn das Netz der Erdbebenstationen ein hinreichend dichtes ist.

II. Pulsationen.

1. **Begriffsbestimmung.** An sonst ruhigen Stellen der Seismometerkurven zeigen sich mitunter feine und regelmäßige Zahnungen (Fig. 60) wie bei einer Säge, welche durch die an den Kurvenrändern

Fig. 60.

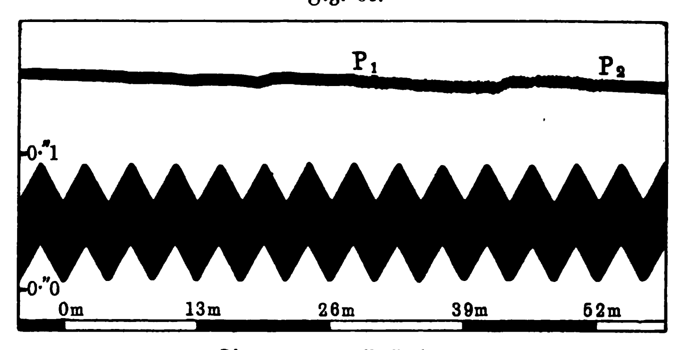


Diagramm von Pulsationen.
Oben in natürlicher Größe, Pulsationen auf der Strecke P_1 bis P_2.
Unten ein Kurvenstück bei zehnfacher Vergrößerung.
Nach v. Rebeur-Paschwitz.

hervorragenden Berge und Täler ruhiger Wellenbewegungen gebildet werden; diese Bodenbewegungen bezeichnet man als „Pulsationen“ (englisch „earth pulsations“). Solche Pulsationen sind in Straßburg, Teneriffa, Japan und neuerdings in Shide (Insel Wight) wiederholt charakteristisch zur Aufzeichnung gelangt. Eine Eigentümlichkeit der Pulsationen ist die anscheinende Willkürlichkeit ihres Auftretens und ihr ebenso willkürliches Verschwinden, indem oft vollkommen ruhige Kurvenstellen ganz unvermittelt mit ausgeprägten Pulsationen abwechseln. Sobald eine solche regelmäßige und flache Bodenwelle, welche J. Milne treffend mit der Dünung des Meeres vergleicht, den Aufstellungsort des Pendels passiert, folgt letzteres, ohne aber jemals in freie Schwingungen zu geraten, den Neigungsänderungen völlig nach; die hierdurch ursprünglich hervorgerufene Sinuslinie wird infolge der Langsamkeit der Registrierung sehr zusammengeschoben. In meist 2 bis 3, manchmal bis 8 Minuten vollzieht sich eine dieser ruhigen Wellenbewegungen, deren erste Hälfte R. Ehlert zufolge fast immer eine längere Zeit beansprucht als die letzte, so daß also der Wellenberg näher[1]) an

[1]) Demzufolge entspricht die obige schematische Darstellung der Pulsationen, wie sie v. Rebeur-Paschwitz gibt, nicht völlig der Wirklichkeit; jedoch wurde sie beibehalten, weil Ehlert keine Neuzeichnung vorgenommen hat.

dem nachfolgenden Wellental liegt. Man hat es daher bei den Pulsationen nicht mit Stößen zu tun, sondern mit allmählich eingeleiteten Spannungen des Erdbodens, welche sich alsbald in kürzerer Zeit wieder auslösen. Auffallend ist noch, daß an günstigen Stellen trotz gleichzeitigen Auftretens größerer seismischer Störungen irgend welcher Art der ungestörte Verlauf der Pulsationen erkennbar bleibt; gerade hierdurch beweisen die Pulsationen so recht ihre Eigenart[1]).

2. **Zeit des Auftretens.** Irgend welche allgemein gültige Regelmäßigkeit im Auftreten der Pulsationen ist bis jetzt noch nicht sichergestellt. Für Straßburg und das Jahr 1895 hat R. Ehlert gefunden, daß sie wesentlich an die Monate Oktober bis März gebunden seien und dann im Verlaufe von 24 Stunden ein Maximum in den Abend- und Nachtstunden, besonders aber 2 Uhr nachts, aufweisen, wohingegen tagsüber die Häufigkeit der Pulsationen sehr zurückgeht. Ein ähnliches Verhalten hatten bereits E. v. Rebeur-Paschwitz außer für Straßburg auch für Teneriffa, sowie J. Milne 1885 in Japan und 1885 bis 1886 in Shide gefunden. Dieses Ergebnis deckt sich im großen und ganzen mit demjenigen der Untersuchungen von v. Rebeur-Paschwitz. Weitere Aufschlüsse aber über diesen, sowie über den nachstehend besprochenen Punkt sind erst für die Zukunft zu erwarten.

3. **Entstehung.** Bezüglich der Entstehungsursachen der Pulsationen gehen die Ansichten zurzeit noch auseinander. J. Milne[2]) und v. Rebeur-Paschwitz wollen beobachtet haben, daß der Verlauf der Pulsationen ungefähr der Veränderlichkeit des barometrischen Gradienten parallel gehe, daß namentlich eine rasche Änderung der Wetterlage dem Auftreten der Pulsationen günstig sei.

Dagegen macht R. Ehlert das Bedenken geltend, eine auf die Monate Oktober bis März beschränkte Erscheinung könne wohl nicht die Folge schneller Luftdruckschwankungen sein, weil letztere ja zu allen Jahreszeiten vorkommen. Er denkt, namentlich auch weil er jedesmal um die Zeit des Neumondes herum eine größere Häufigkeit der Pulsationen als sonst beobachtete, an kosmische Ursachen der Pulsationen, und zwar wie folgt: „Wenn man dem heißen Magma im (Erd-) Inneren eine gewisse Beweglichkeit zuschreibt, so muß dieses durch die Anziehung der Sonne von der Nacht- zur Tagseite der Erde hingedrängt werden; besonders stark muß dieses Drängen zur Zeit der Sonnennähe,

---

[1]) Da bei den japanischen Untersuchungen über „pulsatory oscillations“ kein Unterschied zwischen den pulsatorischen Oszillationen und den eigentlichen Pulsationen in dem an dieser Stelle gebrauchten Sinne gemacht wird, so mußte dieses reichhaltige und sonst gut durchgearbeitete Beobachtungsmaterial leider fast vollständig unberücksichtigt gelassen werden.

[2]) J. Milne: „Earth Pulsations in Relation to certain natural Phenomena and physical Investigations“. Im I. Bande der Transactions of the Seismological Society of Japan.

also ungefähr von Oktober bis März, werden. Da sich gleichzeitig die Erde um ihre Achse dreht, während das Drängen stets ausschließlich an der Tagseite stattfindet, so entstehen Spannungen, welche sich bis an die Erdoberfläche fortpflanzen können; das Auslösen dieser Spannungen ruft dann die Erdpulsationen hervor."

Ob aber überhaupt eine von diesen Annahmen, und welche, der Wahrheit entspricht, müssen erst längere und verschiedenen Orts gewonnene Beobachtungsreihen lehren. Vielleicht sind auch für die Pulsationen irgend welche Zugstraßen der barometrischen Tiefdruckgebiete bestimmend, ähnlich wie es W. Láska für die Pendelunruhe annehmen zu müssen glaubt.

B. Lotschwankungen.

Die Anwendung des Verfahrens der „harmonischen Analyse" auf die Seismometerkurven hat uns in den Stand gesetzt, noch eine weitere Reihe von Bewegungsgruppen auszuscheiden, welche man als „bradyseismische Bewegungen" oder „Lotschwankungen" bezeichnet.

Mit der Theorie der Lotschwankungen haben sich in älterer Zeit wohl zuerst der südfranzösische Edelmann Alexander Peirinsius[1]) (Calignon de Peirins) zu Anfang des XVII. Jahrhunderts, späterhin namentlich Guyot[2]) (1836), d'Abbadie[3]), Porro[4]), Parnisetti[5]), Bruno[6]), Plantamour[7]), Pidoux[8]), v. Orff[9]) und Russel[10]) beschäftigt, ohne aber sonderliche Erfolge[11]) zu erzielen; der Grund dafür

---

[1]) Die Schriften von Gassendi: „Institutiones Astronomicae", S. 278ff., Haag 1656, sowie von Morin: „Alae Telluris fractae", S. 21ff., Paris 1643, haben uns diese Beobachtungen erhalten.

[2]) Über dessen Ergebnisse vgl. S. 27ff. der nachstehend zitierten Abhandlung d'Abbadies.

[3]) d'Abbadie: „Sur les variations de la verticale". Im 89. Bande der Comptes rendus de l'Académie française.

[4]) Porro: „Oscillations diurnes du pendule". Kosmos 1855.

[5]) Parnisetti: „Expériences sur les oscillations du pendule immobile". Ebenda.

[6]) Bruno: „Oscillations elliptiques du pendule immobile". Ebenda.

[7]) Plantamour: „Sur les mouvements périodiques du sol". Im 93. Bande der Comptes rendus de l'Académie française. — „Des mouvements périodiques du sol accusés par des niveaux à bulle d'air". Im 6. Bande der Genfer Archives des Sciences physiques et naturelles.

[8]) Pidoux: „Des mouvements periodiques du sol". Ebenda, 28. Band.

[9]) v. Orff: „Sur les mouvements du sol; lettre à M. Ph. Plantamour". Ebenda, 6. Band.

[10]) Russel: „Local Variations and Vibrations of the Earth's Surface". In den Verhandl. der Royal Society of New South Wales; Sydney 1885.

[11]) Eine erschöpfende Zusammenstellung dieser Beobachtungsergebnisse enthält die Abhandlung von S. Günther: „Luftdruckschwankungen in ihrem Einflusse auf die festen und flüssigen Bestandteile der Erdoberfläche". Im II. Bande von Gerlands „Beiträgen zur Geophysik". Stuttgart 1894.



dürfte wohl in dem Umstande zu suchen sein, daß ihnen für die Messungen nur wenig geeignete Instrumente [1]), meist lange Vertikalpendel mit Fadenaufhängung, astronomische Libellen und künstliche Horizonte zu Gebote standen. Aber erst als E. v. Rebeur-Paschwitz das Horizontalpendel so wesentlich vervollkommnet und für den vorliegenden Zweck besonders geeignet gemacht hatte, war größerer Erfolg zu erhoffen. Jedoch selbst jetzt, und trotz der seitdem gewonnenen exakten Beobachtungsreihen, namentlich zu Teneriffa, Potsdam, Wilhelmshaven, Straßburg, Nikolajew und in Japan sollten die wirklichen Ergebnisse hinter den Erwartungen zurückbleiben. Denn Sicheres über die Entstehungsweise der Lotschwankungen ist gegenwärtig nur wenig bekannt, weil das Beobachtungsmaterial hinsichtlich der Zeit und des Ortes noch unzulänglich ist; daher haben denn auch die diesbezüglich eigentlich grundlegenden Untersuchungen von E. v. Rebeur-Paschwitz [2]) und R. Ehlert [3]), denen sich noch einige weitere von J. Milne [4]) in Japan angestellte anreihen, außer durch A. Schmidt [5]) noch keine Nachprüfung oder Abänderung von Bedeutung erfahren. So viel steht jedenfalls im allgemeinen fest, daß die Bradyseismen vorwiegend außertellurischen, entweder atmosphärischen oder kosmischen Vorgängen ihren Ursprung verdanken; daneben aber kommen für ihre Auslösung auch noch geologische [6]) Faktoren in Betracht, die mit der Gebirgsbildung, besonders aber den säkularen Hebungen und Senkungen, in ursächlichem Zusammenhange stehen.

I. Begriffsbestimmung und Einteilung.

Die Erdoberfläche vollführt unter anderem langsame periodische Bewegungen, welche man passend mit dem rhythmischen Sichheben und -senken einer atmenden Brust vergleichen kann, nur mit dem

---

[1]) Mit deren Beschreibung und Kritik beschäftigt sich R. Straubel: „Über die Bestimmung zeitlicher Veränderungen der Lotlinie", ebenda, III. Bd.; Leipzig 1897. Zugleich macht derselbe Vorschläge für ein neues Meßverfahren, welches auf der dioptrischen Methode beruht.

[2]) E. v. Rebeur-Paschwitz: „Horizontalpendelbeobachtungen auf der Kaiserlichen Universitäts-Sternwarte zu Straßburg 1892 bis 1894". In Gerlands „Beiträgen zur Geophysik", II. Band; Stuttgart 1895.

[3]) R. Ehlert: „Horizontalpendelbeobachtungen im Meridian zu Straßburg i. E.". Ebenda, III. Band; Leipzig 1896.

[4]) Eine Zusammenfassung der Ergebnisse seiner diesbezüglichen Beobachtungen gibt J. Milne in: „Seismology", S. 234 bis 266.

[5]) A. Schmidt: „Wellen und Gezeiten des Festlandes". In dem Jahresheft 1897 des Vereins für vaterländische Naturkunde in Württemberg, S. 230 bis 241.

[6]) Hiermit haben sich namentlich italienische Forscher eingehend beschäftigt; hingewiesen sei an dieser Stelle nur auf die einschlägigen Untersuchungen von

Uzielli: „Sulle ondulazioni terrestre". Im II. Bande des Bolletino della Società geologica.

Issel: „Le oscillationi lente del suolo o bradissimi". Genua 1883.

Unterschiede, daß gleichzeitig mehrere solcher Atmungsvorgänge erfolgen, welche verschieden sind an Zeitdauer und Stärke. Diese sogenannten „bradyseismischen" Bewegungen bestehen in Niveauverschiebungen, durch welche langsame „Abweichungen der Lotlinie" hervorgerufen werden; sie lassen sich trennen in Bewegungen von der Periode des Sonnentages, ferner in solche von der Periode des Mondtages, und zwar ganztägige und halbtägige, sowie schließlich in „Nullpunktsbewegungen". Charakteristisch für alle diese Bewegungsgruppen ist, daß sie, weil nicht aus Elastizitätsschwingungen bestehend, niemals die Pendel der Seismometer in Schwingungen versetzen.

II. Bewegungen von Sonnentagsperiode.

In der normalen Seismometerkurve zu Straßburg [1]) zeigt sich fast stets eine flache Sinuswelle, deren Periode dem einfachen Sonnentage entspricht, und deren Amplitude bis zu 5 mm anwachsen kann. Das west-östlich gerichtete Pendel steht etwa um 7 Uhr morgens am weitesten nach Süden von der Ruhelage abgelenkt, abends gegen 6 Uhr am weitesten nach Norden; nach dem Winter zu tritt eine Verspätung des Eintrittes der nördlichsten Lage deutlich hervor, während die Südlage im allgemeinen gleich bleibt.

Sowohl E. v. Rebeur-Paschwitz, als noch mehr R. Ehlert glauben einen Zusammenhang zwischen täglicher Temperaturschwankung und der Größe dieser Pendelschwankungen zu erkennen. Ersterer ist jedoch der Ansicht, der Temperatureinfluß sei ein nur nebensächlicher, während die Hauptursache in einer noch unbekannten terrestrischen, d. h. irdischen Erscheinung zu suchen sei. R. Ehlert nimmt an (was er mit eingehenden Berechnungen zu stützen sucht), durch die Einwirkung der Sonnenwärme auf die Erde werde die der Sonne zugekehrte Erdhälfte am Tage aufgelockert und aufgewölbt, nachts sinke sie wieder zusammen; auf diese Weise entstände also alle 24 Stunden einmal eine solche „Atmungsbewegung" der Erdoberfläche. Die tieferen Schichten der oberen Erdrindenteile folgten dieser Aufwölbung langsamer, und da das Straßburger Horizontalpendel 5 m tief im Keller stand, so dauerte es mehrere Stunden nach der höchsten Tagestemperatur, welche bekanntlich kurz nach Mittag eintritt, bis endlich der Aufwölbungsvorgang bis zum Pendel vorgedrungen sei, und umgekehrt; daher die Verspätung der stärksten Pendelablenkung bis einerseits 6 Uhr abends und anderseits 7 Uhr morgens.

---

[1]) Übrigens haben ähnliche kleine Lotschwankungen zwischen 7 Uhr abends und 7 Uhr morgens schon 1878 der Genfer Astronom Plantamour mittels sehr empfindlicher Wasserwagen und sogar bereits 1863 der Franzose d'Abbadie beobachtet.



Hiergegen erhebt A. Schmidt trotz der auf diese Weise erzielten bestechenden Übereinstimmung zwischen Sonnenwärme und Pendelausschlägen den schwerwiegenden Einwand, daß die Schwankungen der Tagestemperatur höchstens 1 m tief[1]), keinesfalls aber 5 m tief bis zum Fundamente des Pfeilers zu dringen vermögen, welcher das Horizontalpendel trägt und der zudem von den Fundamenten des Sternwartengebäudes umschlossen ist. Jedoch will er einen Einfluß der Temperaturschwankungen als schwächere Nebenursache immerhin gelten lassen. Dazu bestimmt ihn die Erwägung, daß vielleicht der Tisch, auf welchem der Registrierapparat steht, samt dem Boden und samt dem nicht sehr tief fundierten Gebäude, sowie dessen umgebenden Erdreich mit dem wechselnden Stande der Sonne wagerechte Verschiebungen erleiden könne. Unter dieser Annahme hat er berechnet, daß eine seitliche Verschiebung der oberflächlichen gegen die 5 m tiefen Bodenschichten um weniger als $1/2$ mm genügen würde, um den sekundären Einfluß der Temperatur auf die Tagesschwankung des Pendels zu erklären.

Noch eine weitere Erscheinung erscheint A. Schmidt, vielleicht sogar mit noch größerer Berechtigung, zur Erklärung dieser Lotschwankung dienen zu können. Der Astronom Folie[2]) in Brüssel hat aus vieljährigen Ortsbestimmungen von Fixsternen, die auf den Sternwarten in Dorpat und Pulkowa gemacht waren, eine kleine Abweichung im Gange der Erdrotation abgeleitet, deren Betrag und Periode mit der Tagesschwankung des Horizontalpendels in guter Übereinstimmung ist. Diese Rotationsabweichung macht es wahrscheinlich, daß die Rotationsachse der Erde sich nicht genau mit ihrer Hauptträgheitsachse decke; wenn dem so ist, so müßte auch eine kleine tägliche Nutation, d. i. Schwankung der Rotationsachse der Erde existieren. Hier haben wir zunächst Schwankungen der Lotlinie in Beziehung auf deren Richtung im Weltenraum; aber mit diesen Schwankungen der Lotlinie nach außen, so vermutet Folie, müssen auch Schwankungen der Lotlinie nach innen, eine tägliche Schwankung der Richtung nach dem Anziehungsmittelpunkte der Erde, verbunden sein, falls die Schwerpunkte der festen Erdkruste und des flüssigen Erdinnern nicht zusammenfallen, so daß die Trägheitsachse der einen sich täglich um diejenige des anderen umdrehen würde.

Inwieweit eine der obigen Erklärungen das Richtige trifft, werden weitere Beobachtungen wohl erst zeigen müssen.

---

[1]) Wie jedem Meteorologen bekannt ist, verschwinden selbst in sehr heißen Gegenden die täglichen Wärmeänderungen schon in 1 m Tiefe unter der Bodenoberfläche vollständig.

[2]) Vgl. Annuaire de l'Observatoire Royale de Belgique, par J. Folie, Bruxelles 1896, S. 262, 263, 273, 274, 326—330.

III. Bewegungen von Mondtagsperiode.

Infolge der Anziehung des Mondes auf die Erde entstehen zwei periodische Lotschwankungen, die eine von der Periode des ganzen, die andere von derjenigen des halben Mondtages[1]).

1. **Die halbtägige Mondwelle**, welche sich nach R. Ehlert unter Berücksichtigung mehrerer Reduktionskonstanten wie folgt[2]) gestaltet:

Tabelle LIV. Bewegungen von halber Mondtagsperiode zu Straßburg.

Mittag	— 0,00448″	4^h p	+ 0,00181″	8^h p	+ 0,00327″
1^h p	— 0,00432	5^h p	+ 0,00378	9^h p	+ 0,00149
2^h p	— 0,00322	6^h p	+ 0,00392	10^h p	— 0,00008
3^h p	— 0,00106	7^h p	+ 0,00399	11^h p	— 0,00271

hat wenig Befremdendes an sich, weil sie mit derjenigen der Flutbewegungen[3]) des Meeres zusammenfällt, und daß nicht allein das Meer, sondern auch der feste Erdkörper seine „Gezeiten", d. i. Flut und Ebbe, besitzen, dürfte wohl bereits als sicher erwiesen gelten. E. v. Rebeur-Paschwitz berechnete, daß der wechselnde Stand des Mondes am Himmel in Straßburg an dem ost-westlich gerichteten Pendel sich als eine halbtägige Schwankung von im Mittel 0,008″ erweisen müßte; nun beträgt aber die tatsächlich beobachtete Schwankung 0,005″, und, was am wichtigsten ist, die tatsächlichen Erscheinungen verspäten sich gegen die berechnete um etwa eine halbe Stunde. „Das ist genau der Sachverhalt", so sagt v. Rebeur-Paschwitz, „den zu finden wir erwarten müßten, wenn die Erdoberfläche unter dem Einfluß elastischer Deformationen steht." Weiterhin leitet nun v. Rebeur-Paschwitz

---

1) Bekanntlich verschiebt sich im Laufe eines Monats der Mondtag um einen halben Tag gegen den Sonnentag; denn während ein Sonnenmonat 30 Tage 10 Stunden 29 Minuten 4 Sekunden zählt, hat ein Mond-(synodischer) Monat nur 29 Tag 12 Stunden 44 Minuten 3 Sekunden.

2) + bedeutet südliche, — nördliche Abweichung.

3) Die „Gezeiten" an den Küsten größerer Meere, d. h. ein täglich zweimaliges Steigen (Flut) und Fallen (Ebbe) des Meerwassers, werden bekanntlich durch die Anziehung des Mondes auf die Erde hervorgerufen. Die Flut erreicht ihre größte Höhe, nachdem der Mond durch den Meridian des Ortes gegangen ist, und dann ungefähr 12 Stunden später, wenn er diesem Punkt gegenüber steht. Die höchsten Fluten („Springfluten") finden zur Zeit des Neu- und Vollmondes statt. Zwar hat auch die Anziehung der Sonne ihre Gezeitenerscheinungen zur Folge; aber trotz der 26 Millionen mal größeren Sonnenmasse ist die Mondflut 2,2 mal größer als die Sonnenflut, weil der Mond uns durchschnittlich 389 mal näher steht als die Sonne. Infolgedessen vermögen die Sonnengezeiten die Mondgezeiten nur zu verstärken oder abzuschwächen.

unter Berücksichtigung des berechneten Mondeinflusses auf das Pendel diejenige Gestaltsänderung der Erde ab, welche zusammen mit jener den tatsächlichen halbtägigen Pendelausschlag hervorbringt. Er findet für den Boden von Straßburg eine mittlere senkrechte Fluterhebung von 22,3 cm, deren jedesmaliger Eintritt dem höchsten bzw. tiefsten Stande des Mondes um 2 Stunden 9 Minuten voraufgeht. Jedoch verhehlt sich der Forscher nicht, daß sich hiergegen noch Bedenken erheben lassen; denn nicht allein Mond und Sonne ziehen das Pendel an, sondern auch das Meer vermag durch den Ortswechsel seiner Wassermassen einesteils Anziehungswirkungen zu verursachen oder aber anderenteils der Festlandskruste kleine Formveränderungen zu erteilen, was alles sich schwer zahlenmäßig berechnen läßt. R. Ehlert ist der Ansicht, daß die Wirkung der Mondmasse außer in einer flutartigen Formveränderung des Erdkörpers auch in einer direkten Anziehung des Lotes bestände, welche letztere Kraft der ersteren annähernd gleich großen entgegengesetzt wirke.

2. **Die ganztägige Welle von der Periode des Mondumlaufes** mit fast gleich großem Ausschlage wie die halbtägige ist aber gegen die Erwartung; herrscht doch bei der Meeresflut die halbtägige über eine sie begleitende ganztägige Flut vor. Eine Erklärung dieser Tatsache wird von E. v. Rebeur-Paschwitz nicht versucht. Jedoch erklärt R. Ehlert auch diese ganztägige Mondwelle als Folge der Gezeitenwirkung; er behauptet dabei, daß auf dem Meere der leichteren Beweglichkeit des Wassers wegen das ganztägige Mondglied erheblich stärker gegen das halbtägige zurücktrete als auf dem starreren Festlande. Die größte Niveauänderung für Straßburg berechnet R. Ehlert dabei auf 47 cm, eine Größe, welche örtlich sehr von der jeweiligen geologischen Bodenbeschaffenheit abhängig sei, während er den genauen Betrag der ellipsoidischen Gestaltsänderungen der Erde in Ermangelung genügenden Beobachtungsmateriales noch nicht festzustellen vermochte.

IV. Nullpunktsbewegungen.

1. **Begriffsbestimmung.** Große und langandauernde Bewegungen des Erdbodens[1]), welche stark genug sind, um im Laufe nicht zu langer Zeiträume öfters eine veränderte Aufstellung der Registriervorrichtung der Seismometer notwendig zu machen, weil der vom

[1]) Die naheliegende Annahme, daß die Ursache der Nullpunktsbewegung des Pendels etwa innerhalb des Instrumentes (allmählicher Änderung der Pendelstellung auf den Lagern) selbst, oder aber in dessen Verbindung mit dem Pfeiler zu suchen, also eine individuelle sei, wird schon durch v. Rebeurs Untersuchungen als durchaus unhaltbar zurückgewiesen (S. 350 bis 354). Da auch anderenorts angestellte Untersuchungen zu gleichem Ergebnisse führten, so muß sie also unbedingt auf tatsächlichen Bewegungen des ganzen Untergrundes des jeweiligen Beobachtungsortes beruhen.

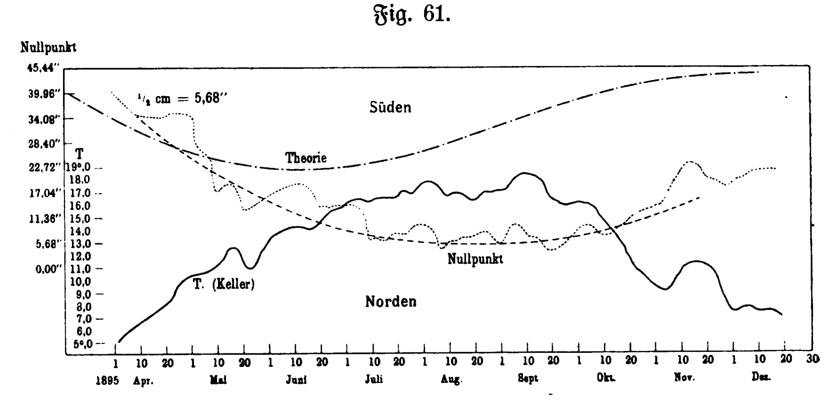
Pendel ausgesandte Lichtstrahl bzw. der Pendelarm seitlich den Papierstreifen verläßt, bezeichnet man als „**Nullpunktsbewegungen**“.

2. **Verlauf.** R. **Ehlert** beschreibt den Verlauf einer derartigen Nullpunktsbewegung in Straßburg in großen Zügen folgendermaßen: „Vom 1. April an, entsprechend der südlichen Lage, setzte sich eine wohl schon früher begonnene Neigung des Zenits nach Nord bis gegen August fort; dann tritt eine Südwärtsbewegung ein, welche mit Beschleunigung bis Mitte Dezember anhält. Dieser Gang entspricht, wie besonders zu erwähnen ist, den v. **Rebeur-Paschwitz**schen Beobachtungen [1]) fast völlig.“ In Fig. 61 zeigt die gestrichelte (Nullpunkts-)Kurve den Verlauf der Bewegungen, die punktierte den der Lufttemperatur.

3. **Entstehungsursachen.** Über diese ist man bis jetzt noch nicht zu einem endgültig abschließenden Urteil gelangt; deshalb sollen hier die beiden hauptsächlichsten Theorien, welche die größte Wahrscheinlichkeit für sich in Anspruch nehmen können, besprochen werden.

a) Temperaturschwankungen. Für diese Bewegungsvorgänge, welche nach der Ansicht **Ehlerts** auch ohne örtliche Einflüsse einen

Fig. 61.



Nullpunktsbewegungen und Temperaturgang zu Straßburg i. E. im Jahre 1895.
Nach R. **Ehlert**.

ähnlichen Verlauf haben müßten, vermutet der Forscher als Ursache gleichfalls Formveränderungen (Aufwölbungen) der Erdoberfläche, hervorgerufen durch Temperaturschwankungen; jedoch lägen in diesem Falle die Verhältnisse anders als bei der Sonnentagsperiode. Denn wie ein Blick auf Fig. 61 zeigt, kann weder die Lufttemperatur, noch weniger die Kellertemperatur die direkte Ursache sein. Hier soll sich nun ganz augenfällig zeigen, daß im einzelnen der Einfluß des Gebäudes das Bestimmende für die Bewegung des Pendels sei, weil

[1]) Bei v. **Rebeur-Paschwitz** entsprach in Straßburg den äußersten Umkehrpunkten eine Bewegung von 143".

der Widerspruch sofort verschwände, wenn man beachte, daß ein Wärmestrom vom Keller nach außen hin das Lot nach Süd, ein solcher von außen nach innen dasselbe nach Nord bewege. Im ersteren Falle steige die Keller- und sinke die Außentemperatur, im Falle der Nordablenkung umgekehrt. Der Vorgang sei aber nicht weiter zu verfolgen und bei jeder anderen Aufstellung sicher von ganz anderer Art.

Diese Erklärungsweise erscheint recht einleuchtend, namentlich können die auf S. 197 besprochenen Einwände, welche A. Schmidt erhebt, naturgemäß keine Geltung besitzen. Trotzdem ist sie noch lange nicht sichergestellt, und deshalb möchte ich nicht unterlassen, eine auf anderer Grundlage aufgebaute Theorie [1]) hier anzuführen, welche mit den Ausführungen auf S. 91 und 124 ff. in guter Übereinstimmung steht und daher manches Beweiskräftige für sich hat. Sie geht aus von den Luftdruckschwankungen, die, wie S. Günther so schlagend bewiesen hat, auch abgesehen von der Meteorologie, ein höchst bedeutungsvoller geophysikalischer Faktor sind.

b) Luftdruckschwankungen. Wenn auch E. v. Rebeur-Paschwitz in seiner bereits erwähnten letzten Arbeit ausdrücklich darauf verzichtet, eine Erklärung der Nullpunktsbewegungen in Straßburg zu geben, anderseits aber doch aus dem allgemeinen Verlaufe der Pendelkurve sicherstellen zu können glaubt, daß ebensowenig wie die Kurve der relativen Feuchtigkeit [2]) diejenige des Luftdruckes irgend einen weiteren Beitrag zur Erklärung zu liefern vermöge, so hat er doch in früheren [3]) Schriften für Wilhelmshaven und Orotava eine Einwirkung des Luftdruckes auf jene Ver-

---

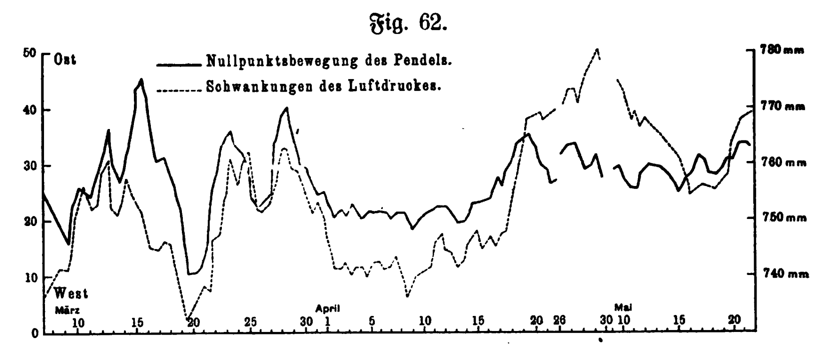
[1]) A. Sieberg: „Über die Ursachen der Nullpunktsbewegungen. Ein Beitrag zur Theorie der Bradyseismen". Im III. Jahrgang der Monatsschrift „Die Erdbebenwarte"; Laibach 1904.

[2]) Kortazzi glaubte in Nikolajew eine deutliche Abhängigkeit der Nullpunktsbewegung des Pendels von der relativen Feuchtigkeit festgestellt zu haben, welche in dem dortigen ziemlich großen Pendelkeller größeren Schwankungen unterworfen war. Er nahm an, daß die Aufsaugung der Feuchtigkeit durch den aus losen und ohne Bindemittel aufeinander gelegten Platten bestehenden Pfeiler die Ursache dieser Erscheinung sei. Es gelang ihm, durch Überkleidung des Pfeilers mit einem wasserdichten Material diesen störenden Einfluß zu beseitigen. Demzufolge hätten die dortigen Nullpunktsbewegungen überhaupt keinen reellen Wert besessen.

[3]) E. v. Rebeur-Paschwitz: „Über einen Versuch, die Veränderungen der Horizontalebene mit Hilfe eines Zöllnerschen Horizontalpendels photographisch zu registrieren". Im 118. Bande, Nr. 2809 der Astronomischen Rundschau; 1888. — „Resultate aus Beobachtungen am Horizontalpendel zur Untersuchung der relativen Variationen der Lotlinie". Ebenda, 126. Band, Nr. 3001 bis 3002; 1890. — „Das Horizontalpendel und seine Anwendung zur Beobachtung der absoluten und relativen Richtungsänderungen der Lotlinie. Ergebnisse einiger mit Unterstützung der Königl. preußischen Akademie der Wissenschaften in den Jahren 1889 bis 1892 auf den Observatorien zu Wilhelmshaven und Potsdam, sowie in Puerto Orotava auf Teneriffa ausgeführten Beobachtungsreihen". Im LX. Bande, Nr. 1, der Nova Acta der Kaiserlich Leopoldinisch-Karolinischen Akademie der Naturforscher; 1892.

änderungen des Nullpunktes nachgewiesen. Er zieht nämlich das Fazit aus seinen am Nordseestrande angestellten Beobachtungen wie folgt: „Für Wilhelmshaven ergab sich eine merkwürdige Abhängigkeit vom Barometerstande. Beim Steigen des Barometers bewegte sich der Nullpunkt nach Osten und umgekehrt, und zwar um so viel, daß eine Änderung der Lotrichtung (bzw. Depression des Niveaus) von etwa $1/4''$ einer Luftdruckänderung von etwa 1 mm entspricht. Stellt man die Zahlen für den Nullpunkt und den Luftdruck in Kurven (vgl. Fig. 62) dar, so bilden

Fig. 62.



Nullpunktsbewegungen und Luftdruckschwankungen zu Wilhelmshaven im März bis Mai 1889. Nach E. v. Rebeur-Paschwitz.

dieselben annähernd Parallelkurven mit einer hier und da bemerkbaren Verschiebung der Maxima gegeneinander. Das Pendel wirkt somit geradezu wie ein Barometer. Zur Erklärung dafür dürfte die Annahme dienen, daß das von Wasser durchzogene Marschenterrain Wilhelmshavens eine große Elastizität besitzt und wie ein elastisches Kissen mit wechselndem Luftdrucke aufschwillt und sich zusammenzieht. Da, wenn diese Bewegung auch in den tieferen Schichten stattfände, dieselbe sich auf das Achsenniveau des Meridiankreises übertragen müßte, an den Ablesungen desselben aber eine ähnliche Übereinstimmung mit dem Gange des Luftdruckes nicht beobachtet worden ist, so ist zu vermuten, daß nur die Oberfläche an diesen Bewegungen teilnimmt.“ Ein ähnliches Ergebnis, wenn auch nicht mit der gleichen Klarheit und Sicherheit, ließ sich aus den Beobachtungen zu Orotava ableiten, als das Horizontalpendel späterhin nach der Insel Teneriffa gebracht worden war.

Neuere Untersuchungen scheinen einen ursächlichen Zusammenhang zwischen den Luftdruckschwankungen und Nullpunktsbewegungen in der von E. v. Rebeur-Paschwitz angedeuteten Weise zu bestätigen.

F. Napier Denison[1]) legte im Oktober 1901 der British Royal

[1]) F. Napier Denison: „The Seismograph as a sensitive Barometer“. Nr. 120, Band XXVII des Quaterly Journal of the Royal Meteorological Society; 1901.



Meteorological Society eine Schrift vor, welche sich ebenfalls mit den Nullpunktsbewegungen beschäftigt, anscheinend ohne daß der Verfasser die früheren diesbezüglichen Untersuchungen kennt; so spricht er denn auch stets einfach nur von Pendelschwingungen („boom-movements“). Der Verfasser dieser Schrift leitet seit 1898 in Victoria (Britisch-Kolumbien) eine Filialanstalt des Kanadischen Meteorologischen Zentralinstituts und ist zu gleicher Zeit mit der Wartung eines Milneschen Seismometers betraut. Die Wettervorhersagen und Sturmwarnungen dieser Anstalt, welche auf Grund des meteorologischen Beobachtungsmaterials amerikanischer Stationen aufgestellt werden, leiden unter dem Mißstande der Lage dieses Ortes an der Westküste des amerikanischen Kontinents, da die barometrischen Tiefdruckgebiete sich ostwärts fortbewegen. Denison suchte daher Mittel ausfindig zu machen, welche ihm das Herannahen ozeanischer Stürme anzeigen sollten, noch ehe an den Küsten das Barometer fällt oder die Isobaren der Wetterkarten deren Vorhandensein kundtun. Schließlich glaubt er einen Zusammenhang zwischen den Schwingungen seines Horizontalpendels und der jeweiligen geographischen Lage der barometrischen Hoch- und Tiefdruckgebiete gefunden zu haben. Das nord-südlich aufgestellte Seismometer verzeichnet nämlich unter anderem regelmäßige und langsame Schwingungen, welche ich nach der ganzen Sachlage als „Nullpunktsbewegungen“ ansprechen muß; auch sie brachten es manchmal zuwege, daß der Pendelarm seitlich den Registrierstreifen verließ, wodurch mehrfache Veränderungen an der Registriervorrichtung notwendig wurden.

Tabelle LV. Nullpunktsbewegungen in Viktoria im Jahre 1899.

1899	Nullpunktsbewegung		1899	Nullpunktsbewegung	
	Betrag mm	Richtung		Betrag mm	Richtung
Januar . . .	38,6	Ost	Juli	6,0	West
Februar . .	1,7	West	August . . .	13,5	„
März	1,4	Ost	September .	5,0	„
April . . .	4,4	West	Oktober . . .	8,3	„
Mai	1,0	„	November . .	1,2	Ost
Juni . . .	5,0	„	Dezember . .	12,6	West

Wie vorstehende Tabelle zeigt, bewegte sich beispielsweise im Jahre 1899 vom 1. bis 31. Januar das Pendel um 38,6 mm ostwärts, hielt während der Monate Februar und März ziemlich unveränderten Stand bei, worauf langsam eine ausgesprochene Westbewegung eintrat, welche

namentlich in der Zeit vom Juni bis Oktober sehr deutlich in die Erscheinung trat. Im November machte sich vorübergehend eine kleine Richtungsumkehr bemerkbar, wohingegen im Dezember bis zum Jahresende die Westbewegung wieder zur Geltung kam. Ein Vergleich der Wetterkarten des in Frage kommenden Gebietes lehrt, daß im Januar 1899 ungewöhnlich hoher Luftdruck über dem Festlande vom Norden Kolumbiens bis nach Kalifornien hin herrschte, wohingegen niedriger Druck den Ozean bedeckte; dadurch erfuhr das Festland eine von der Küste nach dem Inneren zu stets wachsende Zusammenpressung, das Niveau senkte sich verhältnismäßig sehr stark nach Osten, und das Horizontalpendel des Seismometers folgte natürlich dieser Bewegung mit einer abnormen Ostablenkung. Während der beiden folgenden Monate erfuhren die beiderseitigen Luftdruckunterschiede nur wenig Änderung, infolgedessen auch die entsprechenden West- und Ostwärtsbewegungen des Pendels gering blieben. Im weiteren Verlaufe des Jahres sank der Luftdruck über dem Festlande mehr und mehr, wohingegen er über dem Ozean in gleichem Maße zunahm; dies gab Veranlassung zu der stetig westwärts gerichteten Pendelbewegung während der Sommermonate. Eine geringe Drucksteigerung über dem Festlande im November veranlaßte eine entsprechende Ostabweichung des Pendels. Auch für die einzelnen Tage ließ sich jedesmal nachweisen, daß eine Luftdruckabnahme über dem Ozean eine dem Herannahen der Depression entsprechende Ostabweichung des Pendels zur Folge hatte, derart, daß letztere schon 18 bis 24 Stunden vor dem örtlichen Sinken des Barometers begann. Folgte darauf ein Hochdruckgebiet, so kehrte die Pendelbewegung wieder nach Westen um, noch ehe sich aus den Wetterkarten die Lage [1]) des Maximums ersehen ließ.

Dies der Tatbestand, wie ihn uns Denison mitteilt. Wir ersehen hieraus zur Evidenz, daß die Nullpunktsbewegungen in Britisch-Kolumbien (ebenso wie in Wilhelmshaven und höchstwahrscheinlich auch in Orotava) eine Folge von Niveauverschiebungen der Erde waren, welche durch das örtlich verschiedene Gewicht der Luftmassen verursacht wurden, indem hoher Luftdruck eine Zusammenpressung, niedriger eine Auflockerung der oberflächlichen Erdrindenteile zustande brachte.

Die Frage nach der theoretischen Möglichkeit dieses Vorganges müssen wir zweifellos bejahen. Man bedenke nur, daß einem Steigen des Barometers um nur 1 mm bereits eine Druckzunahme von 13 600 000 kg pro Quadratkilometer entspricht, wobei nach den Unter-

[1]) Ob die Beobachtungen P. R. José Algués: „Relation entre quelques mouvements microséismiques et l'existence, la position et la distance des cyclones à Manille (Philippines)", in den Verhandlungen des internationalen Meteorologenkongresses zu Paris 1900, sich etwa auf Nullpunktsbewegungen oder auf mikroseismische Unruhe beziehen, konnte ich nicht ermitteln, weil mir diese Abhandlung nicht zugänglich geworden ist.



suchungen von G. H. Darwin[1]) die Lotlinie um mindestens 0,29″ südwärts wandern muß. Ferner stellte Darwin mittels eines von ihm konstruierten Apparates[2]) und durch Rechnung fest, daß, wenn ein barometrisches Hoch- und Tiefdruckgebiet um 300 geographische Meilen voneinander entfernt sind, die senkrecht unter deren Zentren liegenden Punkte eine Niveaudifferenz von 9 cm aufweisen müssen. Dazu ist noch zu bemerken, daß Darwin bei seinen zahlenmäßigen Berechnungen vorsichtshalber einen möglichst wenig elastischen Untergrund zum Ausgange wählte, so daß die lokale Nachgiebigkeit des Bodens nur etwas größer zu sein braucht, um auch größere Beträge für die Amplitude der Lotabweichung zu erzielen. Schließlich ist auch, als Beweis für die gewaltige Arbeitsleistung der Luftdruckschwankungen, die heutzutage wohl allgemein als zu Recht bestehend anerkannte Tatsache im Auge zu behalten, daß erhebliche Luftdruckunterschiede zu beiden Seiten einer Bruchspalte unter Umständen selbst makroseismische Bodenerschütterungen auszulösen vermögen.

Eine andere und zwar höchst wichtige Frage ist aber noch die, ob man das für die oben erwähnten drei Gebietsteile gefundene Ergebnis auf die Gesamterde ausdehnen und verallgemeinern darf. Nach einer Antwort braucht man nicht lange zu suchen. Es muß nämlich unbedingt zugestanden werden, daß damit noch lange nicht das letzte Wort in der beregten Angelegenheit gesprochen ist. Wir haben gesehen, daß E. v. Rebeur-Paschwitz für Straßburg keinen Zusammenhang zwischen dem Luftdruck und den Nullpunktsbewegungen herzuleiten vermochte, infolgedessen R. Ehlert mit immerhin einigem Erfolge Temperaturschwankungen zur Erklärung heranzieht. Für Potsdam will v. Rebeur-Paschwitz wohl eine Einwirkung der Temperatur, nicht aber eine solche des Luftdruckes nachweisen. Bezüglich Orotavas nimmt derselbe neben dem Luftdrucke noch eine zweite Ursache an, von der er jedoch nicht zu entscheiden wagt, ob sie in Wärmeänderungen oder gar in tellurischen Vorgängen (in Verbindung mit dem alten Vulkan des Pic de Teyde) zu suchen sei.

c) Ergebnis. Weitere Stützpunkte für eine Theorie der Nullpunktsbewegungen scheinen zurzeit nicht vorzuliegen; denn J. Milne[3]) will auf Grund seiner diesbezüglichen Beobachtungen in Japan sowohl dem einzelnen, als auch dem vereinten Wirken einer ganzen Reihe von

---

[1]) G. H. Darwin: „On Variations in the Vertical due to Elasticity of the Earth's Surface“. In Philosophical Magazine 1882, S. 409 ff. — Näheres hierüber findet sich auf S. 73 bis 76 der vorher zitierten Abhandlung von S. Günther; vgl. auch R. Straubel a. a. O., S. 250.

[2]) Beschrieben in G. H. Darwin: „On an Instrument for Detecting and Measuring small Changes in the Direction of the Force of Gravity“. Im II. Bericht des Committee of the British Association appointed for the Measurement of the lunar Disturbance of Gravity. London 1881.

[3]) J. Milne: „Seismology“, S. 234 bis 248.

irdischen Vorgängen, als da sind Wechsel in der geologischen Struktur des Untergrundes, Temperaturschwankungen, Grundwasserbewegungen, Verdunstung und Kondensation, sowie auch Luftdruckänderungen die Urheberschaft der Nullpunktsbewegungen zugeschrieben wissen. Dementsprechend möchte ich meine Ansicht über die Entstehungsursachen der Nullpunktsbewegungen einstweilen dahin zusammenfassen:

Die „Nullpunktsbewegungen" sind das Ergebnis reeller Bodenbewegungen, wenn auch nicht geleugnet werden kann, daß künstliche Störungen und Beeinflussungen der Seismometer analoge Bewegungen des Pendels zu verursachen vermögen. Häufig, wenn nicht in der Mehrzahl der Fälle, werden sie durch die Druckunterschiede der Atmosphäre hervorgerufen; daneben können aber auch noch Wärmeschwankungen als Urheber in Betracht kommen. Welchem von beiden Faktoren, und in welchem Maße, im jeweiligen Falle das Übergewicht zukommt, entscheidet die Bodenbeschaffenheit der nächsten und auch der weiteren Umgebung des betreffenden Ortes.

Wenn auch dieses Ergebnis nur als ein provisorisches betrachtet werden darf, welches, sobald erst genügendes und zweckentsprechendes Beobachtungsmaterial gesammelt ist, entweder genauer präzisiert oder aber durch ein zutreffenderes ersetzt werden wird, so vermag es doch immerhin dem Experimentalseismologen einen Fingerzeig zu geben, nach welcher Richtung hin die Lösung des Problems vorteilhaft versucht werden kann.

Dritter Abschnitt.

Die Erdbeben-Meßinstrumente.

Die eigentlich wissenschaftliche Erforschung der Erdbeben, aller damit zusammenhängenden Erscheinungen und der sonstigen Bodenbewegungen ist auf besondere instrumentelle Hilfsmittel angewiesen. Denn die Bewegungsvorgänge des Erdbodens sind, wie wir gesehen haben, meist derart, daß sie für die menschlichen Sinneswerkzeuge unbestimmbar bleiben, weil sie entweder, wie bei den örtlichen Erschütterungen, als eine Stoßreihe zu rasch vorüberziehen, oder aber zu ge-

Fig. 63.



Grabsteine zu Gifu, umgestürzt durch das Mino-Owari-Beben des Jahres 1891.
Nach F. Omori.

ringfügig bzw. zu langsam sind, um überhaupt als Bewegungen empfunden werden zu können. Zudem bewahren die Menschen im Falle eines körperlich fühlbaren Erdbebens auch selten genügend Kaltblütigkeit, um brauchbare Beobachtungen über die Art der Bewegung anzustellen. Daher leisten die selbsttätig registrierenden Apparate ganz besonders wertvolle Dienste, da sie das zeitliche Auf-

treten und den Verlauf eines Bebens in seinen einzelnen Abschnitten in aller Schärfe bildlich festhalten und somit nachträglich in aller Ruhe zu zergliedern gestatten, sowie dabei ihren Wirkungskreis selbst auf jene schwächeren mikro- und auch bradyseismischen

Fig. 64.



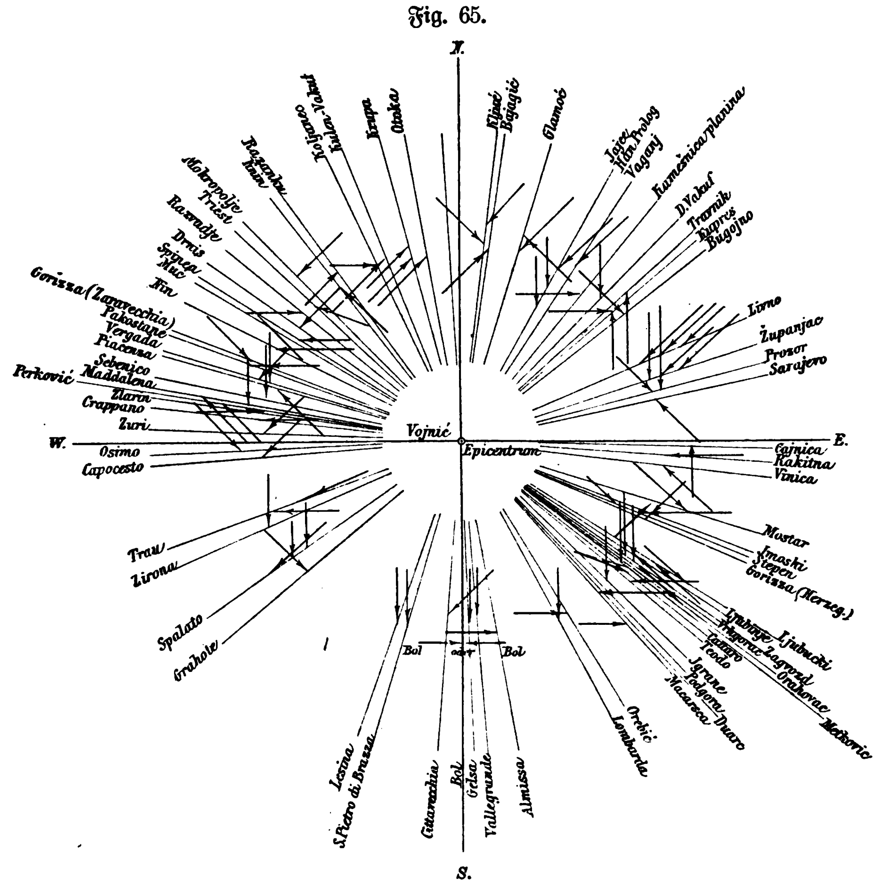
Seitenaltar der Kirche in Turjake nach dem Sinjaner Erdbeben vom Jahre 1898. Nach A. Faidiga.

Erscheinungen ausdehnen, welche sich ohnedem überhaupt der Wahrnehmung entziehen würden

Zwar ermöglichen bei stärkeren Erschütterungen sinnliche Beobachtungen, also solche im Gelände (vgl. Fig. 26 ff.), an beschädigten Baulichkeiten, umgefallenen Gegenständen (siehe Fig. 18, 63 und 64) u. a. m., manche Schlüsse auf die Natur des Bebens zu ziehen, wie dies ja im ersten Abschnitte an zahlreichen Beispielen gezeigt wurde. Aber schon frühzeitig

gelangte man zu der wichtigen Erkenntnis, daß das Zeugnis unserer Sinne sehr unzuverlässig ist, indem häufig genug die subjektive Empfindung nicht der objektiven Tatsache entspricht. Besonders gilt dies für die Beobachtung der Stoßrichtung. Selbst wenn man, was in nur wenigen Fällen wirklich zutrifft, die örtliche Stoßrichtung mit Sicher-

Fig. 65.



Örtliche Stoßrichtungen, beobachtet während des Sinjaner Erdbebens vom Jahre 1898. Nach A. Faidiga.

heit festzustellen vermag, so kann man daraus doch noch nicht auf die Lage des Epizentrums schließen, trotzdem man ja zu der Annahme geneigt ist, die Verlängerungslinien sämtlicher Stoßrichtungen müßten sich im Epizentrum schneiden. Daß dies in Wirklichkeit durchaus nicht zutrifft, zeigt uns so recht deutlich Fig. 65, welche für das Sinjaner Erdbeben vom 2. Juli 1898 die beobachteten und aus verschiedenen Erscheinungen von A. Faidiga abgeleiteten Bebenrichtungen, bezogen auf die Verbindungslinie Epizentrum-Beobachtungsorte, veranschaulicht. Die

Ursache hierfür ist nicht allein in fehlerhafter Beobachtung, sondern auch in dem örtlich verschiedenen Verhalten der Erdbebenwellen selbst infolge von Reflektion, Refraktion usw. zu suchen. Mit noch größeren Schwierigkeiten sind die Ermittelungen der Bebenzeiten verknüpft. Infolgedessen lassen sich, wie schon vorhin betont, die näheren Umstände eines Erdbebens einwandfrei nur auf der Grundlage instrumenteller Forschung beurteilen, wobei man aber keineswegs unmittelbarer Augenbeobachtungen entbehren kann.

A. Allgemeine Bemerkungen.

Bevor wir uns mit der eigentlichen Beschreibung von einzelnen Erdbeben-Meßinstrumenten befassen, seien noch einige Gesichtspunkte allgemeinerer Art erörtert, welche sich auf die Gesamtheit der seismischen Instrumente, namentlich deren Wirkungsweise, Aufstellung u. a. m. beziehen.

I. Geschichtliches.

Wiederholt hat man die Erfahrung gemacht, daß seismische Störungen an astronomischen[1]) und magnetischen Instrumenten zutage traten. Die großen, an vielen Sternwarten gebräuchlichen Wasserwagen oder „Libellen“ zeigen wegen ihrer großen Empfindlichkeit sogar entfernte Erdbeben an. So beobachtete am 10. Mai 1877 M. Nyrén an der Libelle des Passageinstrumentes zu Pulkowa Störungen; die Schwingungen hatten eine Periode von 20 Sekunden, und ihre Amplituden schwankten zwischen 1,5″ und 2″. Er schrieb dies einem Erdbeben zu, welches 74 Minuten früher zu Iquique (Entfernung 12560 km) stattgefunden hatte, und berechnete die Geschwindigkeit, mit welcher sich die Wellenbewegung durch das Erdinnere hindurch fortgepflanzt hatte, im Mittel zu 2,8 km pro Sekunde. Derselbe brachte auch zwei weitere zu Pulkowa beobachtete Libellenschwankungen mit entfernten Erdbeben in Zusammenhang. Ferner notierte man das große Laibacher Erdbeben vom 14. und 15. April 1895 an solchen Libellen in Potsdam. Ähnlicher Beispiele ließen sich noch eine ganze Reihe aufzählen. Über die Beeinflussung von Magneten wurde bereits S. 127 ff. Näheres mitgeteilt. Die durch vulkanische Seebeben verursachten Flutwellen sind an den Flut- oder Gezeitenmessern von Küstenstädten verfolgt worden, vgl. S. 111 und 152 bis 153. Aber alle derartigen instrumentellen Beobachtungen waren rein zufällige.

---

[1]) Beispielsweise hatte O. Hecker Gelegenheit, bei einer astronomischen Beobachtung im Fernrohre eine ganz bedeutende Ausbiegung des Sternbildes infolge eines Erdbebens wahrzunehmen.

Übrigens machte R. v. Kövesligethy auf der I. internationalen seismologischen Konferenz Vorschläge (vgl. S. 287 bis 288 der Verhandlungen), wie aus astronomischen Fernrohren durch geeignete Aufstellungsweise absolute und durchaus einwandfreie Seismometer hergestellt werden könnten.

Wie jedoch nicht anders zu erwarten, ist man auch auf diesem Gebiete schon frühzeitig *planmäßig* vorgegangen; weil man aber bezüglich der Art der zu untersuchenden Bewegungen lange Zeit im unklaren war, so machte die Erdbebenmessung zunächst nur langsame Fortschritte.

Aus China erhalten wir die früheste Kunde wie über so manches, so auch über einen Apparat zur Bestimmung der Stoßrichtung eines Erdbebens, welchen im Jahre 136 v. Chr. ein gewisser *Chiocho*[1]) ausgedacht haben soll. Unserem Weltteile aber brachte den *ersten* eigentlichen Erdbebenmesser im Jahre 1703 der französische Abbé *De Haute-Feuille*[2]). Seitdem ist eine sehr beträchtliche Anzahl derartiger Instrumente in stets zunehmender Vollkommenheit ersonnen und ausgeführt worden, besonders in den kultivierten Erdbebenländern Italien und Japan; macht uns doch die preisgekrönte Untersuchung von R. *Ehlert*[3]) mit mehr als 200 seismischen Apparaten bekannt. Je nach Bedürfnis begnügte man sich mit Einrichtungen, welche die Zeit irgend einer Erdbebenphase angaben, oder man konstruierte selbstregistrierende Instrumente von den einfachsten bis zu den kompliziertesten, welche dazu bestimmt sind, den gesamten Bebenverlauf *im Bilde* festzuhalten.

II. Einteilung.

Mit R. *Ehlert*[4]), dem wir uns in diesem Punkte anschließen wollen, teilt man die eigentlichen *seismischen* Instrumente ein in:

---

[1]) Das Instrument bestand aus einer hohlen Messingkugel, die in ihrem Innern ein Pendel barg, welches in den acht Richtungen der Windrose beweglich war; entsprechend diesen Richtungen waren an der Außenseite dieser großen Kugel acht Drachenköpfe angebracht und in deren Rachen je eine kleine Kugel lose aufgestellt. Jede Pendelbewegung brachte eine der kleinen Kugeln ins Rollen, welche dann in ein davor befindliches offenes Froschmaul fiel und somit die Stoßrichtung anzeigte. — Ähnliche Apparate sind noch heute an einzelnen italienischen Erdbebenwarten in Gebrauch.

[2]) Es ist dies das Urbild des *Lepsius*schen Quecksilberseismoskops, welches im Großherzogtum Hessen ziemlich ausgedehnte Verwendung findet. Ein flaches Gefäß *a* ist mit Quecksilber vollgefüllt, und von ihm aus führen acht Rinnen in ebensoviele tiefer liegende Näpfchen *b*. Mit den Rinnen nach den Himmelsrichtungen gerichtet, wird das Instrument an einem ruhigen Orte aufgestellt; nach jedem Stoße läßt sich dann aus dem ausgeflossenen Quecksilber die Richtung bestimmen, sowie nach dessen Menge auch ein Schluß auf die Stärke ziehen. Jedoch sei gleich hier bemerkt, daß der Verwendbarkeit dieses Instrumentes mancherlei Mängel im Wege stehen.

[3]) R. *Ehlert*: „Zusammenstellung, Erläuterung und kritische Beurteilung der wichtigsten Seismometer, mit besonderer Berücksichtigung ihrer praktischen Verwendbarkeit". Mit 91 Figuren und 2 Tabellen. Gerlands „Beiträge zur Geophysik", III. Band, 3. Heft; Leipzig 1897.

[4]) E. *Brassarts* weitergehende Teilung in *Seismoskope* (Ankündiger), *Seismometer* (Ankündiger mit Messung des betreffenden Stoßes), *Seismographen* (Messen des Maximalausschlages) und endlich in *Seismometrographen* (vollständige graphische Darstellung) führt zu künstlichen Spaltungen, welche einer nützlichen Systematik zuwider laufen.

1. **Seismoskope** oder Erdbeben-Ankündiger, wenn sie ausschließlich die Zeit bestimmen, und

2. **Seismometer** oder Erdbeben-Messer, wenn sie außerdem noch Messungen von Amplitude und Richtung (letztere aber, wie wir weiterhin noch sehen werden, nur in beschränktem Maße) ausführen; sie scheiden sich in solche für die horizontalen Bewegungen (Vertikal- oder Horizontalpendel, rollende Körper usw.) und in solche für vertikale Bewegungen (auf Federkraft oder auf hydrostatischer Grundlage beruhende Systeme).

Für die Beobachtung bzw. das Studium der Erdbebenflutwellen verwendet man

3. **Mareographen** oder Flutmesser, welche das genaue Verfolgen von Wasserbewegungen in allen Einzelheiten gestatten.

III. Leistungen der Seismometer im allgemeinen.

Nach den heutigen Anforderungen der Wissenschaft sollen die Seismometer ein übereinstimmendes („konformes") Abbild der Bewegungen ihres Aufstellungsortes während eines Erdbebens liefern. Diese Bewegungen lassen sich in drei Komponenten zerlegen, nämlich in die vertikale und in die nach zwei zueinander senkrechten Richtungen unterschiedene horizontale Beschleunigung.

Aus den instrumentellen Aufzeichnungen, den sogenannten „Erdbebendiagrammen", ermittelt man gegenwärtig zunächst bei örtlichen Erschütterungen die für die Bestimmung der Fortpflanzungsgeschwindigkeit so wichtigen Eintrittszeiten der Stöße mit hinlänglicher Genauigkeit, sowie die größte Beschleunigung und damit die absolute Bebenstärke, vgl. S. 81 ff.

Weiterhin geben sie uns Kunde von in der Ferne stattgehabten Erdbeben, der Zeit des Auftretens von deren einzelnen Bewegungsphasen am Epizentrum, sowie am Standorte des Seismometers. Damit gewähren sie die Möglichkeit zur Bestimmung der Fortpflanzungsgeschwindigkeit der einzelnen Wellengattungen, der Entfernung und Lage des Epizentrums, sowie unter gewissen Einschränkungen bzw. Umständen auch der Intensität. Ferner ist für die Zukunft zu erwarten, daß die so überaus bedeutungsvolle, aber schwierige Frage nach der Herdtiefe auf instrumentellem Wege ihre Lösung finden wird.

IV. Prinzip der Wirkungsweise von Pendelseismometern.

Ein vollkommenes Seismometer hat als Hauptaufgabe die zu erfüllen, wirkliche Erdbeben und andere ähnliche Erdbewegungen zu registrieren, und zwar derart, daß es die beiden wesentlichen Bewegungselemente, nämlich die Periode und die Amplitude, ergibt. Aber gleich hier sei bemerkt, daß die meisten Seismometer nur die Horizontal-

komponente zur Darstellung bringen, wohingegen für die Vertikalkomponente gleich empfindliche Apparate zurzeit erst in einem Typus vorhanden sind.

Während den Stoß alle Instrumente anzeigen, wenn er nur genügend stark ist, treten bei den Wellenbewegungen ausschließlich diejenigen in Tätigkeit, welche ihrer Beschaffenheit nach hierfür besonders geeignet sind, und zwar in um so höherem Grade, in je besserem Verhältnis die Periode ihrer Eigenschwingung zu derjenigen der Erdbebenwellen steht.

Allgemein ist für die Erdbebenregistrierung erforderlich, inmitten der bewegten Teile eine absolut unbewegte oder „stationäre“ Masse, den sogenannten „steady point“ zu erhalten; gleichgültig ist dabei, ob das ruhige Pendel usw. auf die bewegte Erde, oder aber diese auf die stationäre, mit einer Registrierfläche versehene Masse schreibt. Vorzüglich eignen sich zur Erdbebenregistrierung die Pendel, sowohl die horizontalen als auch die vertikalen; die hierfür in Betracht kommenden drei Haupttypen seien nachstehend im Prinzip kurz erläutert.

1. Vertikalpendel. Am Beobachtungsorte ist eine Tafel starr mit der Erde verbunden, so daß sie also an allen Bodenbewegungen teilnimmt. Hierüber hat man eine Kugel an einem Stabe stationär aufgehängt und mit einem Stifte, der Indikatorspitze, verbunden, welcher über die Tafel gleitet; diese Vorrichtung wird ein getreues Bild der Horizontalkomponente liefern. Obwohl sich aber eine absolut stationäre Aufhängung der Kugel natürlich praktisch nicht durchführen läßt, so erreicht man doch eine genügende Genauigkeit, wenn man der Kugel die Form eines Pendels mit möglichst großer Schwingungsdauer gibt. Zu diesem Zwecke hängt man eine möglichst schwere Kugel an einem möglichst langen und dünnen Drahte auf.

Sehen wir nunmehr zu, welche Längenabmessung[1]) man einem Vertikalpendel geben muß, damit es noch Bodenbewegungen von einem bestimmten Betrage sichtbar zum Ausdruck bringt. Bezeichnet man mit J die (Indikator-) Länge des Pendelstabes vom Aufhängepunkte bis zur Indikatorspitze, die jeweilige Neigung des Apparates parallel der Neigungsebene des Pendels mit i, die Veränderung der Ruhelage des Indikators infolge der Neigung, also den zu i gehörigen Ausschlag, mit a, so kann bei den hier in Betracht kommenden kleinen Ausschlägen einfach

$$a = Ji$$

gesetzt werden, wenn die Neigung in Bogenmaß gemessen wird. Infolgedessen erscheint die Indikatorlänge geradezu als die Empfindlich-

[1]) Näheres siehe bei E. Wiechert: „Prinzipien für die Beurteilung der Wirksamkeit von Seismographen“. In den Verhandlungen der I. internationalen seismologischen Konferenz, S. 264 bis 280; Leipzig 1902.



keit gegen Neigungsänderungen bei Anwendung von Bogenmaß. Hierbei gilt als Einheit derjenige Winkel, dessen Bogen gleich dem Radius ist, der also $360^0/2\pi = 57^0 17{,}75' = 206\,264{,}8'' \ldots$ umfaßt. Wegen seiner unbequemen Größe benutzt man in der angewandten Seismometrie in der Regel eine andere Einheit, nämlich die Winkelsekunde. Entsprechend bedeutet dann

$$J/206\,264{,}8\ldots$$

die Empfindlichkeit in Winkelsekunden. Es ist meist erlaubt, an Stelle der Zahl 206 264,8... die um etwa $^1/_{10}$ Proz. abweichende Zahl 206 000 zu setzen, und in der Regel genügt sogar die um etwa 3 Proz. verschiedene, noch bequemere Zahl 200 000. Eine Empfindlichkeit von 1 mm auf 1 Winkelsekunde würde $J/200\,000 = 1$ mm, also $J = 206\,000$ mm $= 206$ m verlangen, desgleichen eine Empfindlichkeit von 10 mm auf 1 Winkelsekunde eine Indikatorlänge $J = 2060$ m.

Da dies praktisch verwendete, nicht einmal besonders große Empfindlichkeiten sind, so ist einleuchtend, daß der einfache Pendelseismograph nicht den von der Praxis gestellten Anforderungen zu entsprechen vermag; denn an die Anwendung von Pendeln von hunderten oder gar tausenden Metern kann nicht gedacht werden. Um diesem Übelstande abzuhelfen, hat man an den Vertikalpendeln Vergrößerungsapparate, sogenannte „Pantographen“ angebracht, welche bei geringerer Indikatorlänge gleich große Werte liefern. Trotz und alledem bleibt die Länge noch immer groß und macht daher die Anwendung unbequem; dazu kommt noch als ein weiterer Nachteil, daß das Vertikalpendel an allen Erschütterungen des Aufhängepunktes durch den Luftzug und den menschlichen Verkehr teilnimmt.

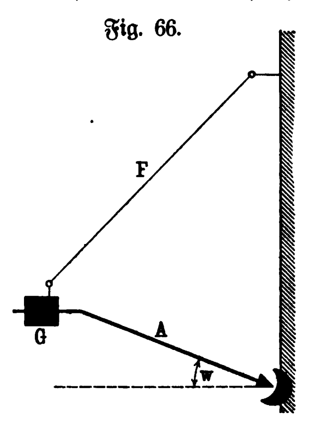
2. **Horizontalschwerpendel.** Ein Gewicht G (Fig. 66) ist starr mit dem Arm A verbunden, dessen freies Ende eine Stahlspitze bildet; die letztere stützt sich auf ein Achatnäpfchen des Stativs. Damit das so gebildete Pendel in dieser Lage verharre, wird das Gewicht G durch den Faden F unterstützt. Bei solchen Pendeln läßt sich durch Verlängerung oder Verkürzung des Fadens die Schwingungsperiode beliebig ändern. Ein horizontaler Stoß wird das Pendel aus seiner Ruhelage ablenken, während es gegen alle Vertikalstöße und jene Horizontalstöße, welche zufälligerweise durch seine Aufhängungsebene gehen, unempfindlich bleibt. Aus diesem Grunde verwendet man zweckmäßig zwei solcher Pendel, von denen das eine in der Nord—Süd-Richtung, das andere in der Ost—West-Richtung aufgestellt ist.

Die horizontalen Pendel kommen, wie bei der Besprechung von 3. noch gezeigt wird, bei ganz bescheidenen Abmessungen in der Wirkung den langen Vertikalpendeln gleich; zudem folgen die Schwerpendel den Bodenschwingungen infolge der Verbindung des starren Pendelarmes mit der Pendelmasse besser, aber unter der Voraussetzung,

daß letztere nicht zu schwer ist und damit an der Unterstützungsstelle[1]) nicht zu starke Reibung verursacht.

Die Bewegungen des Erdbodens können, wie A. Schmidt[2]) zeigt, nicht alle gleicherweise das Pendel in Mitbewegung versetzen. Z. B. vertikale Bewegungen werden als solche den um eine beinahe vertikale Achse drehbaren Apparat nicht bewegen; sie tun es nur dann, wenn sie von Schiefstellungen des Bodens begleitet sind, wenn sie eine fortschreitende Welle von vertikalen Bewegungen bilden derart, daß die Bodenoberfläche Wellengestalt annimmt und wie ein von einer Meereswoge durchzogener Wasserspiegel gegen die horizontale Richtung hin und her schwankt. In solchem Falle mißt das Pendel aber nur die Neigungsänderung des Bodens, nicht die vertikale Bewegung selbst. Horizontale Bewegungen des Bodens anderseits, falls sie in der Richtung der Pendelebene verlaufen, werden das Pendel nicht beeinflussen; sie tun es nur, wenn sie unter einem Winkel auftreffen, dann aber in zweierlei Art: Das Pendel bleibt infolge des Beharrungsvermögens seiner Masse hinter der Bewegung des Bodens zurück, einer kurzen Hinundherbewegung des Bodens entspricht eine scheinbare Herundhinbewegung des Pendels, das tatsächlich seine Ruhe zu behaupten sucht. Bei etwas länger dauernder Bewegung des Bodens aber in der einen Richtung folgt das Pendel einem Teile der Bodenbewegung, und sein Ausschlag wird um so stärker, je größer die horizontale Beschleunigung der Bodenbewegung ist. Wenn man nun ein durch ein Pendel aufgezeichnetes Bebendiagramm vorfindet, so erhebt sich die Frage: wiefern sind es vertikale, wiefern horizontale Bodenbewegungen, wiefern sind es bei den letzteren deren wirkliche Beträge oder deren Beschleunigungen, welche die Pendelausschläge verschuldet haben? Kann es doch vorkommen, daß bei passendem Verhältnis der vertikalen zur horizontalen Komponente der Wellenbewegung des Bodens beide sich gegenseitig in ihrer Wirkung auf das Pendel aufheben[3]).

Fig. 66.



Schematische Darstellung eines Schwerpendels.

[1]) Vgl. O. Hecker: „Beitrag zur Theorie des Horizontalpendels". Im IV. Bande, S. 59 bis 67 von Gerlands „Beiträgen zur Geophysik"; Leipzig 1899.

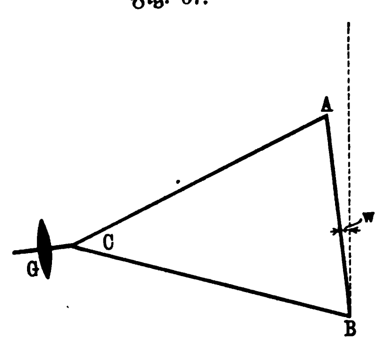
[2]) A. Schmidt: „Die Aberration der Lotlinie". Im III. Bande, S. 1 bis 15 von Gerlands „Beiträgen zur Geophysik"; Leipzig 1896. — „Wellen und Gezeiten des Festlandes". Im Jahresheft 1897, S. 230 bis 241 des Vereins für vaterländische Naturkunde in Württemberg.

[3]) Etwas ganz Ähnliches findet bekanntlich bei den Wasserwellen statt: Der Schiffer macht die Wellenbewegungen im Nachen mit. Jede Welle erteilt dem Nachen eine doppelte Bewegung, eine hin und her gehende und eine mit Schiefstellung verbundene auf und ab gehende. Jede für sich allein

Hieraus ergibt sich die sehr wichtige Tatsache, daß **die gewöhnlichen Seismometer eine Trennung von Neigungen und Horizontalverschiebungen nicht gestatten.**

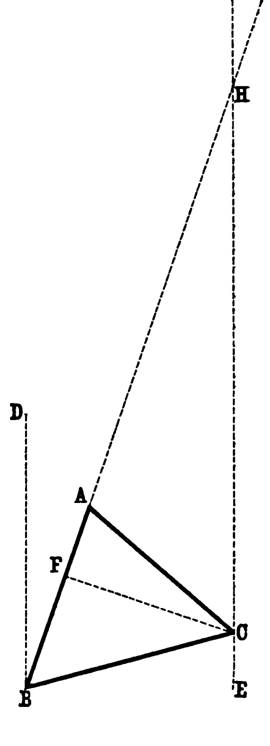
3. Horizontalleichtpendel (Fig. 67). Dieses unterscheidet sich von dem vorigen dadurch, daß der das Gewicht *G* haltende Faden

Fig. 67.



Schematische Darstellung eines Leichtpendels.

Fig. 68.



durch einen festen Arm *AC* ersetzt ist. Man erhält so ein durchbrochenes gleichschenkeliges Dreieck *ABC*, das beim Scheitel *C* mit einem leichten Gewichte *G* beschwert, mit der Basis *AB* in *A* aufgehängt und in *B* gestützt ist. Dieses, einem kleinen dreieckigen Türflügelchen, dessen Angeln aus Achatschalen auf feinen Stahlspitzen gebildet sind, vergleichbare Horizontalpendel kann nur um die Basis *AB* schwingen. Durch eine schwache Neigung der Drehachse läßt das Horizontalpendel sich in eine bestimmte Richtung, der Ruhelage, einstellen. Es ist klar, daß das Pendel um seine augenblickliche Gleichgewichtslage um so langsamer schwingt, je mehr die Drehachse sich der Richtung der Schwerkraft nähert, je kleiner also der Winkel *W* ist, welchen die Basis *AB* mit der Vertikalen bildet; aber bei genau senkrechter Stellung von *AB* befindet sich das Pendel im indifferenten Gleichgewicht, entbehrt dadurch des bestimmten Standes und ist somit unbrauchbar. Daher ist es vorteilhaft, die Schwingungsdauer so groß zu machen, als mechanische Unvollkommenheiten es irgend zulassen, daß anderseits aber auch eine

---

würde vielleicht den Schiffer umwerfen, beide zusammen subtrahieren ihre Wirkungen und gestatten ihm zu stehen und mit zum Boden des Nachens senkrechtem Stande seiner Beine gefahrlos die Schwankungen des Nachens auf seine Beine sich übertragen zu lassen.

vorherrschende Ruhelage erhalten bleibt, zu welcher das Pendel symmetrisch zu schwingen vermag. Das Pendelgewicht G kann also nur in einer beinahe oder scheinbar horizontalen Ebene schwingen, infolgedessen die Bezeichnung „Horizontalpendel" nicht vollkommen zutrifft.

Soll sich ein Horizontalpendel im Gleichgewicht[1]) befinden, so ist es notwendig und hinreichend, daß sich die Dreiecksebene des Pendels in der Vertikalebene der Basis AB befindet. Das Dreieck, welches das Pendel bildet, ist bestimmt durch den Aufhängepunkt A, den Unterstützungspunkt B und den Schwergewichtspunkt C des Systems (Fig. 68). Da die Schwermasse bei C verhältnismäßig bedeutend ist, so kann man ruhig den Schwerpunkt in derselben liegend annehmen. Diese Annahme findet sofort ihre Bestätigung, wenn man beachtet, daß der virtuelle Aufhängungspunkt des Pendels, wenn es sich in der einzigen Gleichgewichtsebene befindet, nur in der Verlängerung der durch den Punkt C gezogenen Vertikalen EC liegen kann; in Wirklichkeit ist aber das Pendelsystem in A aufgehängt und in B unterstützt, der virtuelle Aufhängepunkt kann sich somit ausschließlich in der Verlängerung von BA befinden. Ein Gleichgewicht findet also nur dann statt, wenn BA die Verlängerung von EC trifft. EC muß also in der Ebene BA liegen; in der gleichen Ebene muß auch das mit EC parallele BD liegen.

Daraus geht hervor, daß in der Gleichgewichtslage das System einem einfachen Vertikalpendel entspricht, welches in H den Aufhängepunkt besitzt. Die Schwingung von C durch den Ruhepunkt wird ebenso erfolgen wie bei einem Pendel mit der Indikatorlänge HC; nur wird hier ein Bogen beschrieben, dessen Sehne senkrecht auf AB steht, während sie beim Vertikalpendel senkrecht auf HC sein wird. Soll die Indikatorlänge HC des einfachen Vertikalpendels, welches dem Horizontalpendel entspricht, gefunden werden, so setze man $\measuredangle DBA = \varphi$ und fälle das Lot $CF = \delta$; man hat sodann in dem rechtwinkligen Dreiecke HFC:

$$HC = \frac{\delta}{\sin \varphi} = \delta \operatorname{cosec} \varphi.$$

Aus dieser Formel sieht man, daß die Indikatorlänge des Pendels und daher auch das Quadrat der Schwingungsdauer mit der Entfernung $CF = \delta$ und mit der Kosekante des Winkels DBA, d. i. der Abweichung von der Vertikalen, gerade proportional ist. In den Grenzen von 0° bis 90° nimmt die Kosekante mit dem Wachsen des Winkels ab; die Dauer der Schwingungsperiode wächst daher, wie schon oben gesagt, mit der Abnahme des Neigungswinkels DBA.

[1]) P. R. Stiattesi: „Das Horizontalpendel in seiner Verwendung als Erdbebenmesser". Deutsche Übersetzung der italienischen Originalabhandlung (erschienen in der Rivista di fisica, matematica e scienze naturali, II. Jahrgang, Heft 24) in der Monatsschrift „Die Erdbebenwarte", II. Jahrgang, S. 243 bis 252; Laibach 1903.



Bezüglich der Empfindlichkeit der Horizontalpendel ist zu bemerken, daß sie am deutlichsten die langsamen Wellenzüge und Neigungen weit entfernter Erdbeben verzeichnen, während örtliche und selbst nahe Beben infolge der dem epizentralen Gebiet eigenen kurzen und unregelmäßigen Stöße fast gar nicht zum Ausdruck gebracht werden. Dies hat seinen Grund in folgendem: Nur solche Schwingungen setzen das Pendel in Bewegung, welche mit dessen Eigenschwingungen kommensurabel[1]) sind; nun haben wir gesehen, daß die Horizontalpendel in ihrer Wirkungsweise langen Vertikalpendeln entsprechen, und auf Erschütterungen und Stöße von kurzer Periode können daher natürlich nur kurze Pendel ansprechen. Aus diesem Grunde gibt man gern den einzelnen Pendeln eines Seismometers verschiedene Schwingungszeiten, am besten 4, 7 und 10 Sekunden, um Aufzeichnungen zu erhalten, welche möglichst viele Wellenarten zur Darstellung bringen.

4. Zusammenfassendes. Besonders wichtig ist der von E. Wiechert[2]) aufgestellte Lehrsatz: „Stets läßt sich ein Pendelseismometer einfacher Art (Vertikalpendel) angeben, welches sich in seiner Wirksamkeit gerade so verhält wie ein Seismometer beliebiger Konstruktion“ (natürlich abgesehen von außergewöhnlichen Konstruktionen, die in der Praxis nur ausnahmsweise in Betracht kommen). Infolgedessen kann der Hinweis auf die äquivalenten einfachen Pendelseismometer in bequemster Weise zur Charakterisierung der Instrumente dienen, wie dies in der nachstehenden von E. Wiechert aufgestellten Tabelle LVI geschehen ist. Darin bedeutet T die Schwingungsperiode, L die äquivalente (Vertikal-) Pendellänge, J die Neigungsempfindlichkeit, J/g die Empfindlichkeit gegen Schwerestörungen, so daß J als äquivalente Indikatorlänge zu bezeichnen ist, und V die Vergrößerung sehr schneller Parallelverschiebungen, also allgemein die Indikatorvergrößerung.

Die wesentlichsten Ergebnisse (bezüglich der Einzelheiten, namentlich der Ableitung, muß unbedingt auf die Originalabhandlung verwiesen werden) von E. Wiecherts Untersuchung über die Prinzipien für die Beurteilung der Wirksamkeit von Seismographen,

---

[1]) Das oben Gesagte läßt sich übrigens durch ein ganz einfaches Experiment veranschaulichen: Ein Faden trage am unteren Ende einen nicht zu schweren Gegenstand, etwa einen Ring. Faßt man dann das andere Ende zwischen Daumen und Zeigefinger, so wird das so gebildete Pendel in einiger Zeit bei gewisser Fadenlänge zu schwingen beginnen, bei anderer nicht, und zwar ergibt sich, daß sich die Schwingungen am leichtesten dann einstellen, wenn die Schwingungszeit gleich oder kommensurabel der Dauer der Pulsschläge ist. (W. Láska: „Bericht über die Erdbebenbeobachtungen in Lemberg während des Jahres 1901“. Mitteilungen der Erdbebenkommission der Kaiserl. Akademie der Wissenschaften in Wien, Nr. IX der neuen Folge.)

[2]) E. Wiechert: „Prinzipien für die Beurteilung der Wirksamkeit von Seismographen“. S. 264 bis 280 der Verhandlungen der I. internationalen seismologischen Konferenz zu Straßburg 1901; Leipzig 1902.

Tabelle LVI. Die für die Wirksamkeit charakteristischen Eigenschaften verschiedener Seismometer.

Apparat	T Sek.	L m	J m	$\frac{J}{206000}$ mm	V
Horizontalseismometer					
Milnes Horizontalpendel	15	56	400	2	7
Omoris Horizontalpendel	28	200	2000	10	10
Vicentinis kurzes Vertikalpendel	1,2	1,5	150	3/4	100
Ehlerts Horizontalpendel	12	36	3500	17	100
Vicentinis langes Vertikalpendel	6,5	10,5	1700	8	160
Wiecherts astatisches Pendel . .	11,2	31	6600	32	210
Vertikalseismometer					
Vicentinis Instrument	1,2	0,36	32	1/7	90
Schlüters Instrument	15	56	9000	43	160
Wiecherts Probeapparat	2,2	1,2	225	1	190
A. Schmidts Trifilargravimeter .	1,5	0,56	230	1	400

welche für die Praxis von der größten Bedeutung sind, weil sie aus den Diagrammen die Bodenbewegungen[1]) (welche nicht etwa, wie früher vielfach angenommen wurde, dem Pendelausschlage gleich sind!), und zwar mittels der „Indikatorgleichung" abzuleiten gestatten, seien hier im Wortlaute mitgeteilt.

a) Die Wirksamkeit eines jeden Seismometers kann durch folgende Daten charakterisiert werden:

1. Die reduzierte Schwingungsperiode T, d. h. die Schwingungsperiode bei ausgeschalteter Dämpfung, bezüglich die äquivalente Pendellänge L, verbunden durch die Beziehung $(2\pi/T)^2 = g/L$.

2. Das Dämpfungsverhältnis $\varepsilon:1$, bezüglich die Relaxationszeit[2]) τ. Zwischen der wirklichen Schwingungsperiode T^*, der reduzierten Schwingungsperiode T, ε und τ bestehen die Beziehungen:

$$T^*/2\tau = log\, nat\, \varepsilon,$$

$$T = T^* \Big/ \sqrt{1 + \left(\frac{T^*}{2\pi\tau}\right)^2};$$

[1]) Übrigens führt R. v. Kövesligethy („Über die Lesung seismischer Diagramme", ebenda, S. 281 bis 289) des näheren aus, daß die Konstruktion eines sehr leicht gebauten Apparates, der nach Art des Vicentinischen „Pantographen" sogleich am Pendel anzubringen wäre und dann unvermittelt Bodenbewegungen registrierte, keine Schwierigkeiten bieten würde, wenn sie auch bis jetzt noch nicht durchgeführt ist.

[2]) Die Relaxationszeit ist diejenige Zeit, in der die Amplitude der Eigenschwingungen und damit die Nachwirkung früherer Störungen auf den 2,71828ten Teil ihres Wertes herabsinkt.

diese erlauben die Berechnung von τ, T (und L), wenn T^* und ε beobachtet worden sind. Es mag bemerkt werden, daß

zu:	$\varepsilon:\tau =$	3:1,	4:1,	5:1,	6:1
gehört:	$T^*/T =$	1,059	1,093	1,124	1,151
und:	$T/2\pi\tau =$	0,330	0,404	0,456	0,495

3. Die Indikatorvergrößerung V und die äquivalente Indikatorlänge J, untereinander und mit L verbunden durch die Beziehung $J = VL$.

4. Die Registriergeschwindigkeit.

V gibt die Vergrößerung sehr schneller Erschütterungen an; $J/206\,000$ bezeichnet bei Horizontalseismometern den Ausschlag für eine Bodensekunde Neigung, bei Vertikalseismometern den Ausschlag für eine Verminderung der Schwere um den 206 000sten Teil ihres Wertes.

Bei periodischen Schwingungen des Erdbodens ist die Vergrößerung der Amplitude der Bodenbewegung im Diagramm:

$$\mathfrak{V} = \mathrm{V} \Big/ \sqrt{\left[\left(1 - \left(\frac{\mathfrak{T}}{T}\right)^2\right]^2 + 4\left(\frac{T}{2\pi\tau}\right)^2\left(\frac{\mathfrak{T}}{T}\right)^2},$$

wobei $\mathfrak{T}$ die Störungsperiode bezeichnet. Das Dämpfungsverhältnis wählt man zweckmäßig zwischen 3:1 und 6:1, etwa 4:1. Dann ist für Perioden $\mathfrak{T}$ bis etwas über T hinaus die Vergrößerung $\mathfrak{V}$ nicht viel von V verschieden; für noch größere Perioden sinkt sie mehr und mehr herab, sich immer genauer dem Wert $VT^2/\mathfrak{T}^2 = J(2\pi)^2/g\mathfrak{T}^2$ anschmiegend.

Die Indikatorgleichung, d. h. die Gleichung, welche den Indikatorausschlag mit dem Verlauf der Störung verbindet, lautet in einer für die gewöhnliche Praxis genügenden Annäherung:

$$\frac{d^2a}{dt^2} = -\left(\frac{2\pi}{T}\right)^2 a - \frac{2}{\tau}\frac{da}{dt} - V\left(\frac{d^2\xi}{dt^2} - gi - \Delta g\right)$$

oder

$$\frac{d^2a}{dt^2} = -\frac{g}{L}a - \frac{2}{\tau}\frac{da}{dt} - \frac{J}{L}\left(\frac{d^2\xi}{dt^2} - gi - \Delta g\right)$$

a bedeutet den Indikatorausschlag, ξ bei Horizontalseismometern die Horizontalverschiebung, bei Vertikalseismometern die Vertikalverschiebung, i die Neigung, Δg die Schwereänderung; bei Vertikalseismometern ist das i enthaltende Glied fortzulassen.

b) Dämpfung. Im vorstehenden ist mehrfach auf die Dämpfung Bezug genommen worden, ohne diese näher zu erklären; dies sei hier nachgeholt. Es hat sich gezeigt, daß den Seismometerdiagrammen ein erhöhter wissenschaftlicher Wert zukommt, wenn die Eigentümlichkeit der Pendel, bei jedem Anstoß in Eigenschwingungen zu geraten, möglichst aufgehoben wird. Als die vollkommenste Dämpfung hat sich bis jetzt die magnetische oder eine Luftdämpfung erwiesen. Da eine starke

Dämpfung die Amplituden der Pendelseismometer verkleinert, so empfiehlt B. Galitzin[1]), sich zur Vergrößerung der Empfindlichkeit der Registrierung eines aperiodischen Galvanometers als Registrierapparat zu bedienen; der Grad der Empfindlichkeit läßt sich dabei in äußerst einfacher Weise durch Vermehrung der Stromstärke im Elektromagneten beliebig steigern.

V. Aufstellung der Seismometer.

Bei der Wahl des Aufstellungsortes ist zunächst die geologische Beschaffenheit des Untergrundes zu berücksichtigen; denn Fernbeben werden leichter in Felsboden zum Ausdruck gebracht, während lockerer Boden die Orts- und Nahbeben besser fortleitet.

Der großen Empfindlichkeit[2]) der Seismometer wegen ist naturgemäß bei deren Aufstellung die größtmögliche Sorgfalt darauf zu verwenden, daß ihre Registrierungen nicht durch fremde, störende Einflüsse, wie den Verkehr in nahegelegenen belebten Straßen, Nähe industrieller Anlagen, Bahnhöfe, Eisenbahnen u. a. m. entstellt werden.

Für die Unterbringung[3]) seismischer Stationen eignen sich am besten Räume, welche gegen alle aus raschem Wärmewechsel[4]), Luftzug, zu hohem Feuchtigkeitsgehalt und zu nahem Verkehr usw. entspringende Fehlerquellen hinreichend gesichert sind, also namentlich Keller oder sonstige unterirdische Räume; jedoch muß das Grundwasser naturgemäß vollständig ferngehalten werden. Schon beim

---

[1]) B. Galitzin: „Zur Methodik der seismometrischen Beobachtungen“. St. Petersburg 1903. Diese Abhandlung unterwirft die Pendelbewegungen mit und ohne Dämpfung einer eingehenden mathematischen Analyse, wobei die Arbeiten mittels einer vom Verfasser konstruierten und im Physikalischen Laboratorium der Kaiserl. Akademie der Wissenschaften zu St. Petersburg aufgestellten Untersuchungsplattform, welche künstliche Erdbeben mit genau meßbaren Bewegungen hervorruft, die experimentelle Unterlage lieferte.

[2]) Die Empfindlichkeit der Leichtpendel ist so bedeutend, daß diese sogar Neigungsänderungen im Betrage von nur 0,01 Bogensekunde leicht und sicher zu bestimmen gestatten.

[3]) Eingehende und detaillierte Anleitungen für die Einrichtung seismischer Stationen, erläutert durch Pläne, finden sich unter anderem in folgenden Schriften: A. Jaehnike: „Das Gebäude der Kaiserlichen Hauptstation für Erdbebenforschung zu Straßburg i. E.“; im IV. Bande von Gerlands „Beiträgen zur Geophysik“. G. Gerland: „Die Kaiserliche Hauptstation für Erdbebenforschung in Straßburg und die moderne Seismologie“, ebenda. R. Schütt: „Die Horizontalpendelstation Hamburg“, ebenda. W. Keßlitz: „Beschreibung des seismischen Observatoriums zu Pola“; Jahrbuch 1900 der meteorologischen usw. Beobachtungen des Hydrographischen Amtes der kaiserl. königl. Kriegsmarine in Pola.

[4]) Diese meteorologischen Elemente müssen daher unter steter Kontrolle gehalten werden. Hierfür reichen schon je ein gutes Thermometer, Barometer und Hygrometer aus; jedoch sind selbstregistrierende Instrumente sehr zu empfehlen.

Bau solcher Räume sind tunlichst besondere Rücksichten zu nehmen: die Fundierungen sind stark und tief reichend zu machen; ferner führt man vorteilhaft Doppelmauern auf, welche in ihrem Innern eine

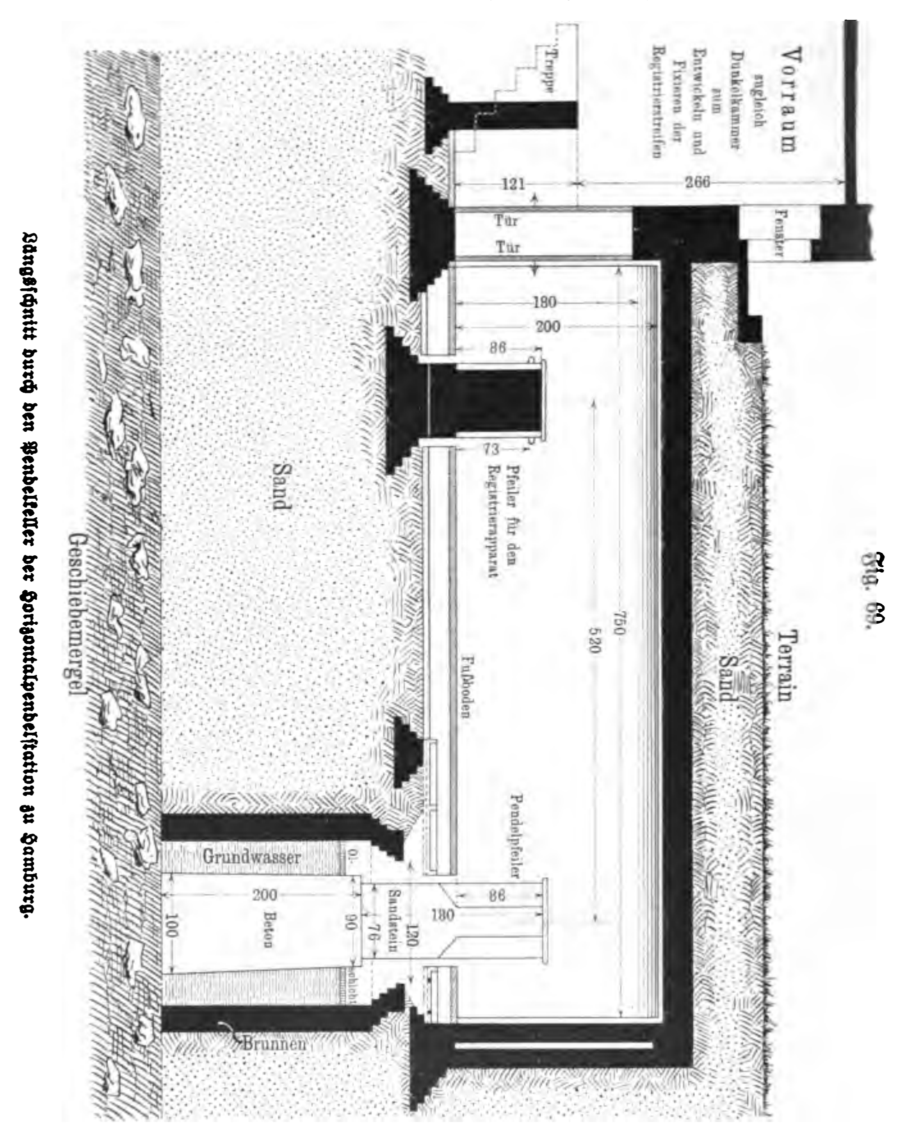


Fig. 69.

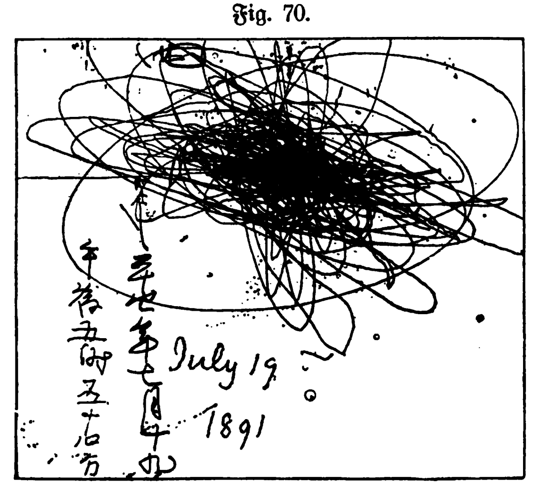
Längsschnitt durch den Pendelkeller der Horizontalpendelstation zu Hamburg.

mehrere Zentimeter dicke Luftschicht einschließen. Die Seismometer selbst werden auf besonders tief fundierte Pfeiler gesetzt, welche vom betretenen Fußboden völlig isoliert sind, vgl. Fig. 69. Die

Pfeiler werden aus bestem, sorgfältigst gleichmäßigem Beton (nicht aus Mauerwerk!) aus einem Stück gegossen; auch sollen sie nur wenig über den Fußboden hervorragen. Ein solcher Pfeiler ist völlig unabhängig, zeigt keine Eigenbewegung und gibt ein ungetrübtes Bild der seismischen Störung. Die Registriervorrichtung findet in vielen Fällen am besten auf einem massiven Tisch oder Holzgestell Aufstellung, welche sich leicht nach Bedarf umstellen lassen.

Wo aber des Kostenpunktes wegen die Seismometer an einer Mauer des Gebäudes angebracht werden müssen, hat man den großen Nachteil, daß sich die Bodenunruhe durch die Mauer des Ge-

Fig. 70.



Erdbebenregistrierung auf feststehender Platte (durch Milnes Doppelpendel-Seismometer).

bäudes auf die Apparate überträgt; es gelangen also auch die Erschütterungen durch den Verkehr im Hause selbst zur Aufzeichnung. Zwar wird ein aufmerksamer Beobachter nach einiger Übung über den jedesmaligen Ursprung keiner dieser Störungen im Zweifel sein; aber jedenfalls ist diese Aufstellungsart nur für mechanisch registrierende Instrumente bis zu 100facher Vergrößerung zulässig, und auch dann nur im Notfalle.

VI. Registriermethoden.

Bei den nachstehend beschriebenen Seismometern erfolgt die Registrierung auf einer fortbewegten Fläche. Nur bei solchen Registriermethoden erhält man brauchbare Aufzeichnungen; denn bei der Registrierung auf festliegenden Platten sind die Diagramme, wie Fig. 70 zeigt, infolge der einander vielfach kreuzenden Linien wohl imstande, eine Vorstellung von der Mannigfaltigkeit der Bewegungen, nicht

Fig. 71. Optische Erdbebenregistrierung.

aber näheren Aufschluß über die Aufeinanderfolge der einzelnen Phasen zu geben. Am vorteilhaftesten ist es natürlich, wenn sich die Registrierfläche mit möglichst großer Geschwindigkeit fortbewegt, weil dadurch die Störungsfiguren in den feinsten Einzelheiten leserlich und die Zeitbestimmungen sehr genau werden. Als Hinderungsgrund steht dem aber entgegen, daß sich dies bei großer Geschwindigkeit einesteils infolge des bedeutenden Papierverbrauches recht kostspielig gestaltet, andernteils bei den mechanisch registrierenden Apparaten die Reibung wächst und damit zugleich die Gefahr, daß die Seismometermasse durch die Schreibvorrichtung in ihrer freien Beweglichkeit gehemmt werde.

1. **Optische**[1]. Diese ist die beste, aber auch

---

[1] Neuerdings werden A. Belar zufolge an der Laibacher Erdbebenwarte Versuche angestellt, die optische Registriermethode durch chemische Hilfsmittel zu ersetzen, beispielsweise durch einen schwachen Strom von Schwefelwasserstoffgas, welcher aus einer haarförmigen Spitze auf Bleipapier austritt und deutliche braunschwarze Spuren hinterläßt; die Erfolge scheinen jedoch nicht so recht befriedigend gewesen zu sein.

die teuerste Art der Erdbebenregistrierung; für die Leichtpendel ist sie jedoch unerläßlich. Im Prinzip beruht sie auf folgendem: Eine seitwärts aufgestellte Lampe[1]), welche in einem lichtdichten, mit in der Breite verstellbaren Längsspalten versehenen Blechgehäuse eingeschlossen ist, sendet je einen Lichtstrahl zu einem am Pendel befestigten, also mit diesem beweglichen Spiegel und zu einem in dessen Nähe befindlichen unverrückbar feststehenden (vgl. Fig. 82 und 84). Von beiden Spiegeln werden die Lichtstrahlen zurückgeworfen (reflektiert) und dann auf einem photographisch, d. i. lichtempfindlich präparierten Papierstreifen (etwa Marke M, Stolze u. Co., Charlottenburg) aufgefangen, welchen eine durch ein Uhrwerk getriebene Walze mit stets gleich bleibender Geschwindigkeit vorbeiführt. Während der feste Spiegel eine schmale[2]) und gerade Linie hervorruft, zeichnet der mit dem Pendel verbundene dessen Bewegung in Form einer mit mehr oder minder breiten, oft mit knopfartigen Verbreiterungen versehenen Linie auf (Fig. 71).

Entwickeln und Fixieren. Natürlich ist es unerläßlich, daß die Streifen mit den Registrierungen nach ihre Abnahme vom Instrument entwickelt und fixiert werden, d. h. die Bebenbilder werden durch Eintauchen in geeignete Flüssigkeiten zunächst hervorgerufen und alsdann vor dem Erbleichen geschützt. Sehr bequem für diesen Zweck ist die nebenstehend in Fig. 72 abgebildete von R. Schütt[3]) zusammengestellte Einrichtung. In einem verdunkelten Raum steht vor einer Wand auf einem Tische ein mit Abflüssen versehener Trog T aus säurefester Tonmasse (I zeigt den Längsschnitt, II und III Querschnitte, und IV die Draufsicht). In dem Troge ist eine durch die Kurbel G drehbare, aus horizontalen Glasstäben gebildete Walze $S_1\ S_2\ S_3\ S_4$ angebracht, auf welche, durch Zwischenräume getrennt, der

---

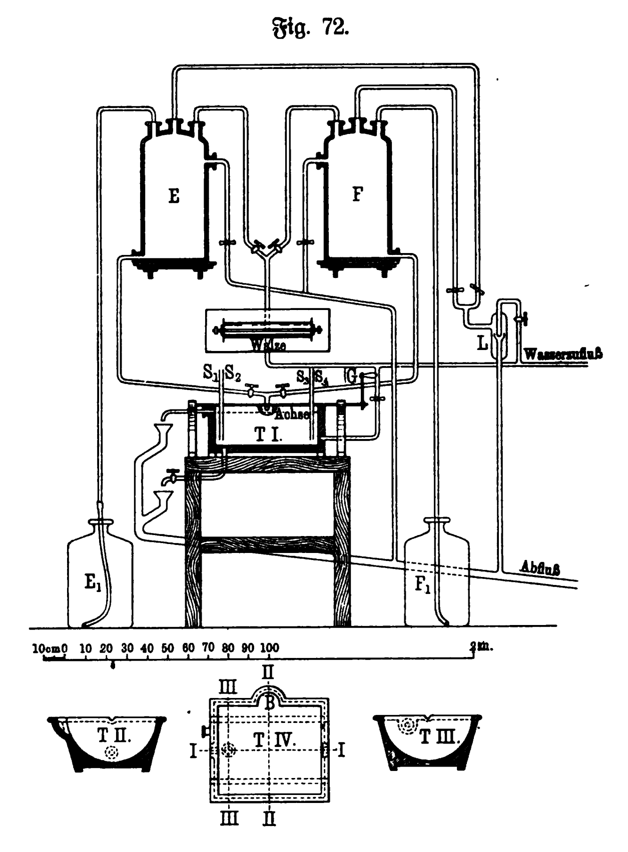
[1]) Die beste Registrierlampe ist die R. Straubelsche Gaslampe mit Glühfaden, welche durch Gleichmäßigkeit der Lichtemission und lange Dauer des Leuchtkörpers ausgezeichnet ist; sie besitzt einen Juwel- oder Zwergbrenner und als Glühkörper einen geradlinigen, etwa 1 cm langen, aus 8 bis 16 Einzelfäden zusammengedrehten Faden eines Auerschen Glühstrumpfes. Dagegen sind die elektrischen Glühlampen, selbst in der von R. Schütt (vgl. „Beiträge zur Geophysik", Band IV, S. 209) angegebenen einzig verwendbaren Form, in Dauer und Leuchtvermögen zu ungleich.

[2]) Die Kurven lassen sich auf eine Dicke von $^1/_{10}$ Millimeter herabdrücken und zeigen dann noch Andeutungen einer Auflösung von 3-Sekundenperioden; unter günstigen Umständen werden noch schnellere Schwingungen voneinander getrennt. Namentlich für Fernbeben, wo lange Perioden vorherrschen, erhält man schöne detailreiche Diagramme. Ein empfindlicher Mangel ist aber der, daß Perioden von 2 Sekunden und darunter, welche gerade den fühlbaren Erschütterungen bei Erdbeben entsprechen, in der Regel nicht aufgelöst werden.

[3]) Eine detaillierte Beschreibung und Gebrauchsanweisung dieser Vorrichtung findet sich in R. Schütt: „Die Horizontalpendelstation Hamburg", im IV. Bande von Gerlands „Beiträgen zur Geophysik", S. 215 bis 218.

Registrierstreifen von der darüber befindlichen Apparatenwalze spiralförmig aufgedreht wird. Die Luftpumpe L saugt der Reihe nach die Entwickelungsflüssigkeit[1]) aus der Flasche E_1 in die Flasche E, und das Fixierbad[2]) aus F_1 in F, worauf diese Bäder nach Bedarf in den Trog geleitet werden können. Unter stetem Umdrehen der Kurbel G findet dann die Entwickelung und Fixierung der Diagramme statt.

Fig. 72.



Vorrichtung zum Entwickeln und Fixieren von Photogrammen. Nach R. Schütt.

2. **Mechanische.** Diese Registrierungsart, welche vorwiegend bei den Vertikal- und Schwerpendeln üblich ist, zeichnet sich durch Einfachheit und Billigkeit, sowie durch fast mikroskopisch feine Linien, Fig. 73, aus, besitzt dafür aber auch den, wenngleich meist nur

---

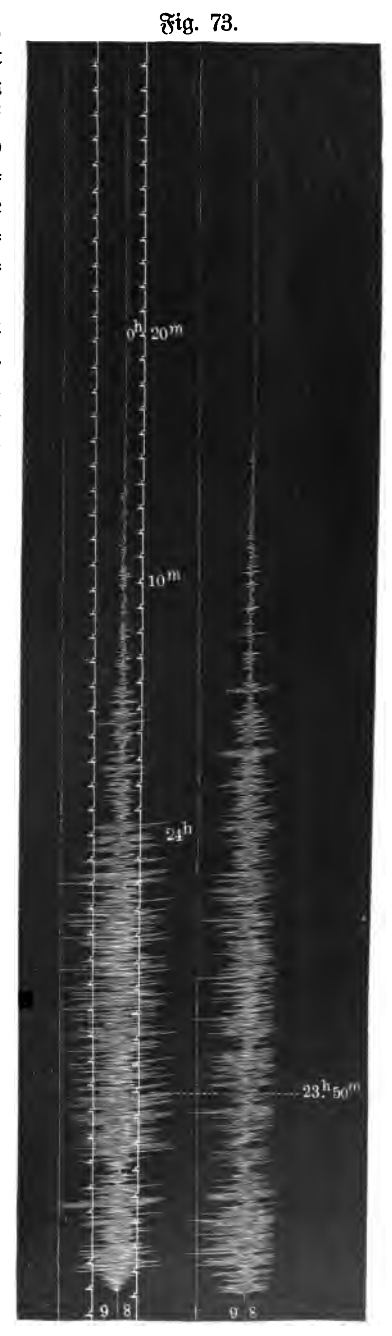
[1]) Etwa 10 Liter Wasser, 100 g kristallisiertes schwefligsaures Natron, 10 g Amidol.

[2]) 10 Liter Wasser, 500 g kristallisiertes schwefligsaures Natron, 60 g Schwefelsäure, 2000 g unterschwefligsaures Natron.

unwesentlichen Nachteil, nicht ganz reibungslos [1]) zu sein. Sie erfolgt derart, daß die Pendelbewegungen durch ein geeignetes Hebelwerk auf einen Schreibstift übertragen und von diesem auf einer schwach berußten Glasplatte oder Papierrolle (am besten gewöhnliches Schreibpapier, nicht Glanzpapier) aufgezeichnet werden.

Zum Berußen und Fixieren dient eine eigene Vorrichtung [2]), Fig. 74. An der festen Stange A sind oben und unten verstellbare Arme V und E angebracht mit je einer drehbaren Walze R_1 und R_2, über welche der an den Enden zusammengeklebte endlose Papierstreifen geschoben wird. R_2 gegenüber steht ein Gasbrenner T, ein horizontales Messingrohr von der Länge der Registrierstreifenbreite, welches in einer Reihe ganz dicht nebeneinander etwa 60 bis 70 feine Ausströmungsdüsen besitzt. Um ein Überhitzen des Papiers zu vermeiden, ist die dem Brenner gegenüberstehende Rolle R_2 zu zwei Drittel mit Wasser gefüllt. Nunmehr wird der Registrierstreifen durch Drehung der Kurbel M über die Flamme hinweggezogen und die

Fig. 73.



Mechanische Erdbebenregistrierung.

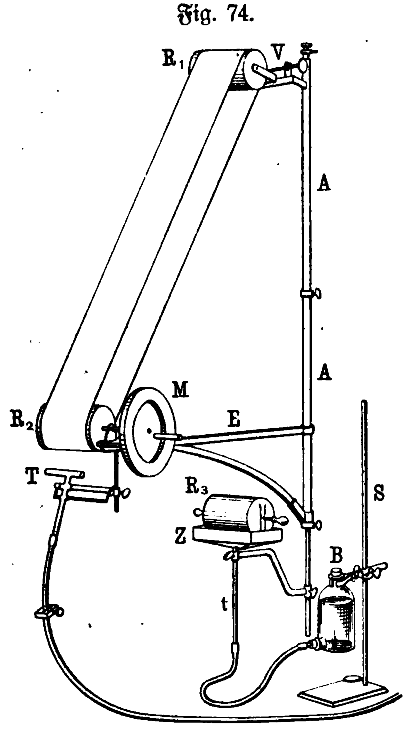
[1]) Der Reibungswiderstand des Schreibstiftes kann bei berußtem Papier auf etwa $1/2$ mg herabgedrückt werden, wirkt aber selbst dann noch störend, wenn die Pendelmasse nicht groß genug gewählt wird. Nach E. Wiechert darf als Regel im allgemeinen gelten, daß die Pendelmasse proportional mit dem Quadrate der Indikatorvergrößerung V, also der Vergrößerung sehr schneller Erschütterungen, zu nehmen ist.

[2]) Beschrieben in Th. M. v. Konkoly: „Tanulmányok a triesti meteorológiai, csillagászati és szeismológiai obszervatoriumban". Budapest 1901.

Berußung so lange fortgesetzt, bis das Papier eine dunkelkaffeebraune Färbung erhält. Dort, wo kein Leuchtgas zur Verfügung steht, leistet der von M. Samassa (Laibach) verfertigte Benzinberußungsapparat [1]) gute Dienste.

Beim Fixieren bringt man an Stelle des Berußungsbrenners *T* eine flache Blechwanne *Z*, welche durch einen Schlauch *t* mit dem Behälter *B* für die Fixierungsflüssigkeit [2]) in Verbindung steht. Indem man *B* auf dem Stativ *S* höher schiebt, füllt sich *Z* bis zur gewünschten Höhe mit der Fixierungsflüssigkeit. Nunmehr benetzt man durch Umdrehen der Kurbel den ganzen Streifen, worauf man ihn trocknen läßt.

Fig. 74.



Vorrichtung zum Berußen und Fixieren.

VII. Zeitbestimmungen.

Großes Gewicht ist auch auf möglichst genaue Zeitbestimmungen zu legen, deren Wert für die mannigfachsten Zwecke, unter anderem für die Ermittelung der Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Erdbeben, bereits zur Genüge dargetan wurde. Sie geschehen durch eine Normaluhr, welche mittels elektrischer Übertragung [3]) Minuten- und Stundenmarken seitlich neben der Registrierung auf den Streifen bringt, so daß also die Zeitmarkierung durchaus unabhängig von den Triebwerken der Registrierapparate von statten geht.

Zu einer derartigen Zeitmarkierung bei optisch registrierenden Seismometern bedient man sich vorteilhaft der nachstehenden von W. Láska vorgeschlagenen einfachen Einrichtung: An dem Minutenzeiger der Normaluhr ist ein V-förmiges Stückchen Platindraht befestigt,

---

[1]) A. Belar: „Ein praktischer Benzinberußungsapparat". Im II. Jahrgange der Monatsschrift „Die Erdbebenwarte", Seite 22 bis 23; Laibach 1902.

[2]) Eine Lösung von 30 g Schellack und 2 g Kolophonium in 2 Liter Alkohol.

[3]) A. Sieberg: „Die Uhranlage des Meteorologischen Observatoriums in Aachen". Deutsches meteorologisches Jahrbuch für 1900, Aachen. Karlsruhe 1901.

welches genau nach einer Stunde in zwei kleine Quecksilbernäpfchen taucht. Dadurch wird ein elektrischer Stromkreis geschlossen, und ein in diesen eingeschalteter Elektromagnet schiebt eine Fallblende für die etwa eine Minute währende Kontaktdauer vor den Spiegel des Seismometers. Auf diese Weise wird der vom Spiegel ausgesandte Lichtstrahl ebenso lange von der Registrierwalze abgehalten, so daß die Registrierkurve eine entsprechende Unterbrechung erfährt.

Die Korrektion der Normaluhr, bei welcher die Gangänderung in $3^1/_2$ Tagen höchstens eine Sekunde betragen darf (eine Genauigkeit, die auch mit billigeren Pendeluhren leicht zu erreichen ist), soll immer bis auf etwa eine Sekunde bekannt sein. Die Uhr muß bei gutem Gang wenigstens allwöchentlich, womöglich sogar noch häufiger, mit einer astronomischen Uhr verglichen werden; wo dies nicht möglich ist, empfiehlt sich die Zeitbestimmung mittels Prismenkreis oder Sextant (Sonnenhöhe in der Nähe des ersten Vertikals).

VIII. Grad der Verwendbarkeit einzelner Seismometer.

Gleich einleitend sei betont, daß zurzeit noch kein Universalapparat vorhanden ist, der allen Anforderungen genügt.

Die verschiedenen Seismometer sind infolge ihrer voneinander abweichenden Konstruktionsprinzipien und -details naturgemäß nicht in gleicher Weise befähigt, die verschiedenartigen Bodenbewegungen wiederzugeben. Vielmehr ist jedes Instrument gleichsam abgestimmt auf einzelne Arten von Bodenschwingungen, welche es, wenn nicht ausschließlich, so doch wenigstens am deutlichsten zur Darstellung bringt; jedoch läßt sich die Leistungsfähigkeit noch in verschiedener Hinsicht steigern. Infolgedessen kann sich eine Erdbebenwarte, welche mit ihren Beobachtungen sämtliche Bewegungsformen des Erdbodens umfassen will, nicht mit einem einzelnen Instrumente begnügen, vielmehr bedarf sie deren mehrere, welche in ihrer Wirksamkeit einander passend ergänzen.

An dieser Stelle sei in Kürze mitgeteilt, für welche besonderen Zwecke sich die späterhin beschriebenen Seismometer am besten eignen; bei dieser Bewertung der Leistungsfähigkeit dienten hauptsächlich die an der Kaiserlichen Hauptstation für Erdbebenforschung in Straßburg gesammelten Erfahrungen zur Unterlage, so wie sie Br. Weigand [1]) gelegentlich der 1901 zu Straßburg abgehaltenen I. internationalen seismologischen Konferenz zur Kenntnis gebracht hat.

Es sei dabei hier nochmals darauf aufmerksam gemacht, daß, wie schon S. 218 näher begründet wurde, die horizontalen Leichtpendel die makroseismischen Erschütterungen fast gar nicht zum Ausdruck bringen.

---

[1]) Br.-Weigand: „Ausbreitung der mikroseismischen Beobachtungen". In den Verhandlungen der I. internationalen seismologischen Konferenz; Leipzig 1901.



1. **v. Rebeur-Ehlerts Horizontalpendel** ist das empfindlichste aller Seismometer. Namentlich hat sich für die Beobachtung der lange andauernden bradyseismischen Bewegungen gerade dieser Apparat am besten bewährt, und zwar bei einer Registriergeschwindigkeit von nur 4 cm pro Stunde. Die Fernbeben kommen hingegen bei einer Geschwindigkeit des Papierstreifens von 36 cm pro Stunde und höher am deutlichsten zur Geltung, aber in zufriedenstellender Weise auch schon bei 12 cm pro Stunde.

2. **Milnes Horizontalpendel** liefert mäßig genaue Zeitangaben, kommt jedoch bezüglich seiner Empfindlichkeit schon an dritte Stelle zu stehen, wenngleich die sichere Bestimmung mancher Bewegungsphasen auf erhebliche Schwierigkeiten stößt.

3. **Horizontalschwerpendel vom Omorischen Typus** treten direkt an die zweite Stelle; vornehmlich dienen sie den makroseismischen Beobachtungen, jedoch zeichnen sie auch Fernbeben, ebenso wie die sonstigen mikroseismischen Bewegungen, mit genügender Genauigkeit auf.

4. **Vicentinis Mikroseismograph** liefert infolge seiner großen Registriergeschwindigkeit von 90 cm pro Stunde und mehr vorzügliche Zeitangaben, wie überhaupt seine fast mikroskopisch feinen Registrierkurven sämtliche Einzelheiten mit besonderer Schärfe erkennen lassen. Auch die Empfindlichkeit ist sehr erheblich; jedoch ist es notwendig, für Fernbeben ein langes, für Nahbeben ein kurzes Pendel zu nehmen.

5. **Wiecherts astatisches Pendelseismometer** zeichnet sowohl ferne als auch nahe Beben auf, und zwar erstere mit bedeutender Schärfe; jedoch sind die Störungen bei Nahbeben meist erst unter Anwendung sehr starker Vergrößerung der Kurvenstücke erkennbar.

Ein erheblicher Mißstand tritt aber dadurch in die Erscheinung, daß sich die Angaben der einzelnen Seismometer nicht unmittelbar miteinander vergleichen lassen; dies gilt namentlich bei der Ermittelung der Zeitangabe für den eigentlichen Beginn der Bebenstörung. Der Grund liegt fast ausschließlich in der Registrierart, d. h. der Übertragung der Bewegung auf das Papier. Bei der optischen Registrierung ist die Kurve meist so breit, daß die ersten Schwingungen, die eine sehr geringe Amplitude besitzen, nicht über den Kurvenrand hinausragen; bei der mechanischen Registrierung vermögen oftmals die nur schwachen ersten Bewegungen nicht die Adhäsion zwischen Papier und Schreibstift zu überwinden.

B. Seismoskope.

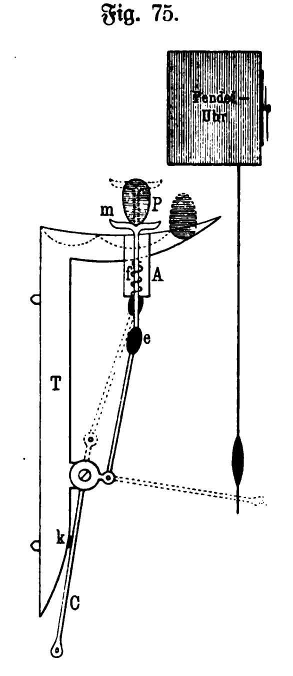
In nachstehendem seien einige wenige Seismoskope der besten Art kurz beschrieben; weitere Beschreibungen einer ganzen Reihe derartiger

Instrumente geben R. Ehlert[1]), S. Günther[2]), R. Hoernes[3]), K. Mack[4]) und J. Milne[5]), worauf hier verwiesen sei.

I. Seismochronograph nach v. Lasaulx.

In der Büchse *A* von Fig. 75 befindet sich eine Feder *f*, die um einen Messingstab gewunden ist, und dieser trägt oben einen Teller *m*, auf welchem ein eiförmiges Gewicht *P* in ziemlich labilem Gleichgewicht aufruht. Unten ist an jenem Stäbchen, im Gelenk *e*, das Ende eines zweiarmigen, gleichschenkligen Winkelhebels angebracht, dessen Arm *C* sich in *k* an den senkrechten, selbständig befestigten Träger *T* anlehnt und das in einer zur Zeichnungsebene senkrechten Richtung schwingende Pendel einer Uhr eben vorbeiläßt.

Fig. 75.



Schematische Darstellung des v. Lasaulxschen Seismochronographen.

Ein selbst leiser Ruck bringt schon *P* zum Herabfallen, so daß es nun in der flach sphärisch gekrümmten Schale liegen bleibt. Jetzt dehnt sich die Feder aus, der Teller *m* schnellt empor und nimmt *e* mit nach oben, während der Arm *C* fast wagerecht nach vorn gelangt und so das Uhrpendel anhält; hierdurch erhält man die Eintrittszeit des Stoßes.

Auch läßt sich die Stoßrichtung ungefähr schätzen. Die Schale ist nämlich mit Rinnen versehen, welche den Haupthimmelsrichtungen entsprechend angeordnet sind; bleibt also *P* beispielsweise in der Südostrinne liegen, so ist der Stoß aus Nordwesten gekommen.

Dieser Apparat bedarf der Aufhängung an einem isoliert fundierten Pfeiler. Befestigt man ihn an einer Gebäudemauer, so bringt

[1]) R. Ehlert: „Zusammenstellung, Erläuterung und kritische Beurteilung der wichtigsten Seismometer, mit besonderer Berücksichtigung ihrer praktischen Verwendbarkeit“. Im III. Bande, 3. Heft von Gerlands „Beiträgen zur Geophysik“; Leipzig 1897.

[2]) S. Günther: „Handbuch der Geophysik“, I. Band, S. 458 bis 466; Stuttgart 1897.

[3]) R. Hoernes: „Erdbebenkunde“. Leipzig 1893.

[4]) K. Mack: „Die Einrichtung der Seismometerstation in Hohenheim“. Bericht über die 25. Versammlung des Oberrheinischen geologischen Vereins, 1893.

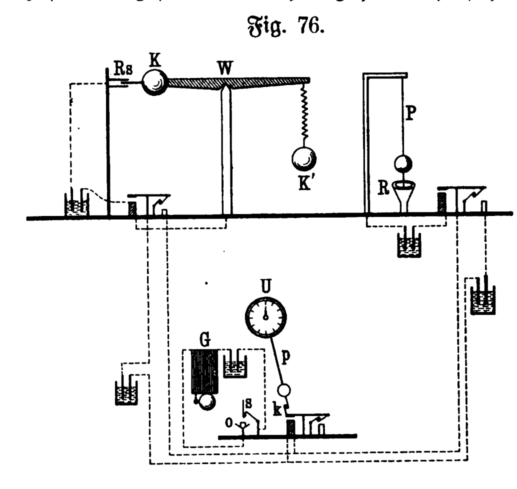
[5]) J. Milne: „Seismology“, S. 39 bis 73; London 1898.

jeder vorüberfahrende Wagen usw. P zum Herabfallen; macht man aber das Instrument durch Vergrößerung oder Kugelform von P unempfindlicher, so vermag es nur einigermaßen starke Stöße anzuzeigen.

II. Seismoskop nach Forster.

Mustergültige Zeitbestimmungen liefert die von Forster in Bern zusammengestellte Einrichtung [1]), welche sich im Bernoullianum zu Basel in Tätigkeit befindet. Die Apparate sind hoch oben an einem gut fundierten Pfeiler angebracht und können daher in dem Zustande der größten Empfindlichkeit belassen werden. Fig. 76 veranschaulicht schematisch deren Wirkungsweise.

Fig. 76.



Schematische Darstellung des Forsterschen Seismoskops.

Zur Aufzeichnung horizontaler Stöße dient ein Vertikalpendel P, dessen untere Spitze durch den Stoß gegen einen dieselbe nahe umfassenden Ring R schlägt. Der dadurch geschlossene Strom bringt eine Klappe k zum Fall, welche das Pendel p der Uhr U bis dahin festgehalten hatte, so daß die Uhr nunmehr zu gehen beginnt. Gleichzeitig wirft das Pendel den Stift s in die Quecksilberschale o, wodurch die Alarmglocke G im Zimmer des Beobachters zu läuten anfängt.

Bei Vertikalstößen tritt eine andere Vorrichtung in Tätigkeit. An einem Wagebalken W halten sich zwei Kugeln das Gleichgewicht, von denen die eine K starr, die andere K' federnd am Balken befestigt ist. Wird durch einen Vertikalstoß das Gleichgewicht gestört, so schlägt das Balkenende gegen die Kontaktschraube Rs; der hierdurch geschlossene Stromkreis wirkt in gleicher Weise wie vorher.

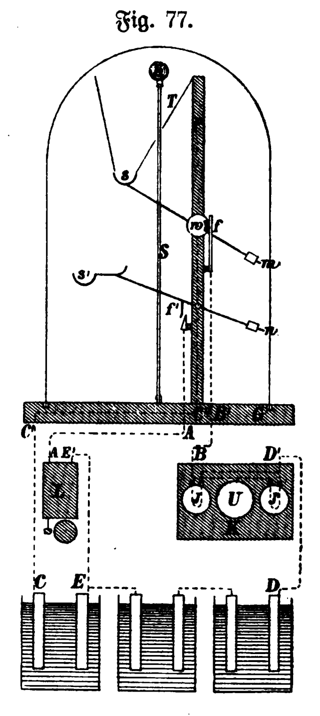
Auf das Zeichen der Alarmglocke begibt sich der Beobachter zu den Instrumenten, vergleicht die Erdbebenuhr U, welche in der Ruhe stets auf $0^h\,0^m\,0^s$ zeigt, mit der im gleichen Raum aufgestellten astronomischen Hauptuhr und ermittelt so nachträglich die Zeit der Auslösung. Darauf richtet er die Apparate wieder zur Registrierung eines neuen Stoßes.

[1]) Angefertigt von Mechaniker Büchi in Bern.

III. Seismoskop nach Mack.

Eine 35 cm lange mit einem kegelförmigen Gewichte von 20 g beschwerte Kupferspirale ist an einem in die Wand gebohrten Eisenträger in 8 cm Abstand von der Wand aufgehängt. Die Kegelspitze reicht in eine messingene, kegelförmige Vertiefung hinein, welche sowohl bei einem vertikalen als auch bei einem horizontalen Stoße berührt wird. Durch den Strom wird eine gut gehende Uhr angetrieben; außerdem wird dadurch, daß der Anker des erregten Elektromagneten, wenn er angezogen wird, durch sich selbst eine Unterbrechung in der Leitung schließt, ein Läutewerk zum Ertönen gebracht.

Fig. 77.



Schematische Darstellung des Pfaundlerschen elektrisch-photographischen Seismoskops.

Die Genauigkeit der Zeitbestimmung hängt ganz von dem Abstande der beiden Pole (Kegelspitze und kegelförmige Vertiefung) und von der Güte der Fundierung ab.

Zweckmäßig hängt man, wie es in Italien meist geschieht, eine ganze Reihe verschieden langer Pendel auf. Bei jedem Erdbeben treten dann stets Perioden auf, welche der Eigenperiode eines der Pendel nahe kommen, so daß infolge der erhöhten Empfindlichkeit in der Nachbarschaft der Eigenperiode noch Erdbeben angezeigt werden, welche sonst wegen ihrer Kleinheit der Beobachtung entgehen würden.

IV. Elektrisch-photographisches Seismoskop nach Pfaundler.

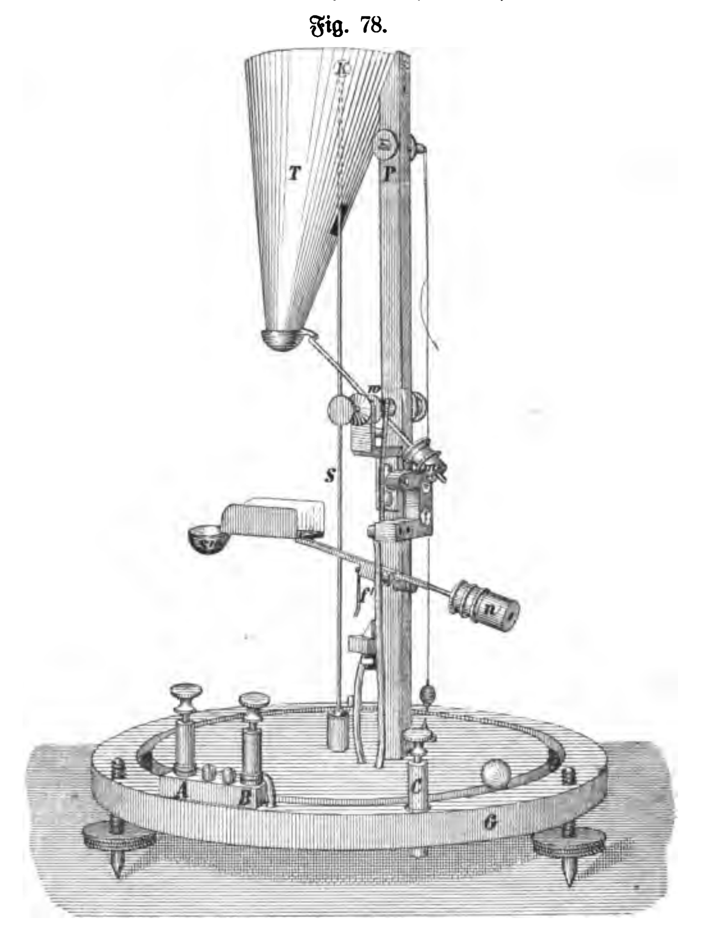
Dieses Instrument registriert den Zeitpunkt eines Erdstoßes auf die Sekunde genau dadurch, daß das Zifferblatt einer Uhr im entsprechenden Augenblick photographiert wird. Die schematische Fig. 77 zeigt das Zusammenwirken und die Verbindung der einzelnen Teile des Apparates, Fig. 78 den Kontaktapparat und Fig. 79 den Registrierapparat in perspektivischer Ansicht.

Im Innern einer photographischen Camera *K* ist dem Objektiv das Zifferblatt einer mit Sekundenzeiger ausgerüsteten Taschenuhr *U* gegenübergestellt. Zur Seite befinden sich zwei Glühlämpchen *J*, deren Licht durch Reflektoren auf das Zifferblatt geworfen, aber vom direkten

Bestrahlen des Objektivs durch den Tubus *R* abgehalten wird. An Stelle der Mattscheibe der photographischen Camera ist eine gewöhnliche Bromsilbergelatineplatte mittels Kassette eingesetzt.

Der Kontaktapparat besteht aus der eisernen, kreisrunden Grundplatte *G*, in deren Mitte der zylindrische Stahlstab *S* von 2,4 mm

Fig. 78.



Kontaktapparat.

Dicke und 30 cm Länge senkrecht befestigt ist. Derselbe geht durch eine seitliche Öffnung eines blechernen Trichters *T*, ohne denselben zu berühren, und endet oben in einem kleinen Aufsatz von Messing mit einer schalenförmigen Vertiefung von 0,6 bis 0,8 mm Durchmesser. In diese Vertiefung legt man eine Marmorkugel *K*, wobei man sich einer kleinen beigegebenen Hilfsvorrichtung bedienen kann.

Ein leiser Stoß, der die Grundplatte trifft, bringt die Kugel zum

Fallen. Sie fällt in die kleine Schale *s*, welche den Hebel *sm* in Bewegung setzt, so daß *s* sinkt und das regulierbare Gegengewicht *m* steigt. Der prismatische Träger *P* aus Eisen, der auch den Trichter hält, trägt die Achse der Messingwalze *w*, an welcher der Hebel *sm*

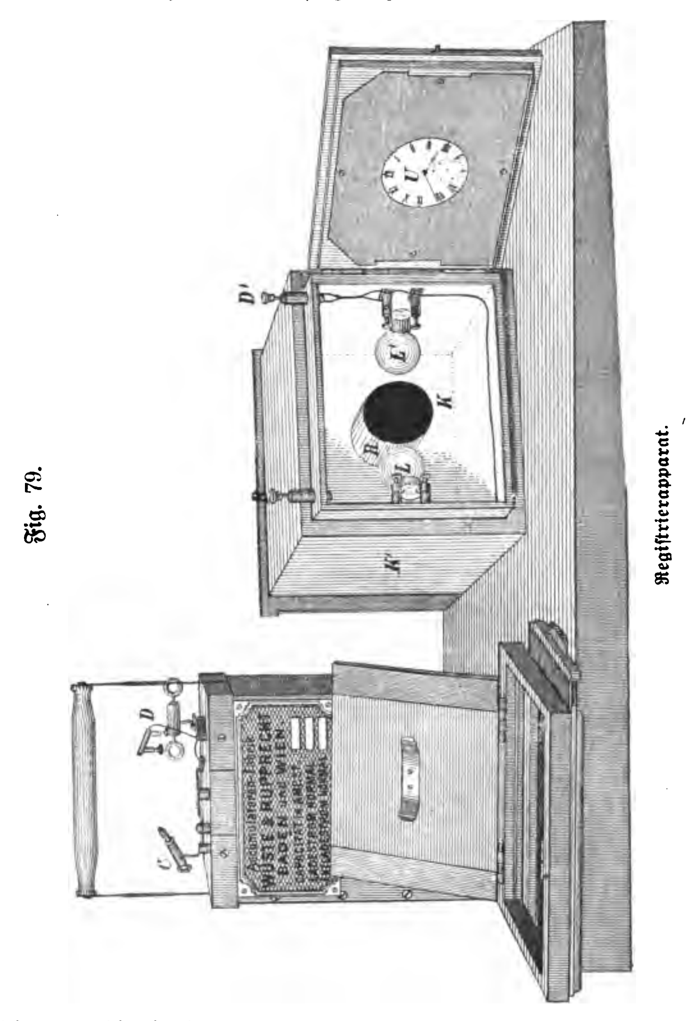


Fig. 79.

Registrierapparat.

befestigt ist; die isolierte Kontaktfeder *f* liegt an der Walze an. Bei der Anfangstellung von *sm* ist der Kontakt zwischen *f* und *w* durch ein Hartgummistück unterbrochen; derselbe wird aber hergestellt, indem die Schale *s* mit der Kugel sinkt, und wird erst wieder unterbrochen, nachdem die Kugel aus *s* in die untere Schale *s'* abgegeben worden und der Hebel wieder gestiegen ist. Dieser Stromschluß ist es, welcher die Glühlampen auf einen Moment aufleuchten läßt. Die in die Schale *s'*

abgegebene Kugel bewirkt nun ein Sinken des unteren Hebels $s'n$ und hierdurch einen andauernden Stromschluß in der Feder f', wodurch das Läutewerk L in Gang gesetzt wird, welches so lange läutet, bis die Kugel aus der Schale s' herausgenommen wird.

Nach einem stattgehabten Erdbeben bringt man das Läutewerk zum Schweigen durch Herausnahme der Kugel aus der Schale s'. Dann schließt man den Kassettenschieber und ersetzt die Kassette durch eine neue. Nun wird die Kugel wieder an ihre ursprüngliche Stelle gebracht und der Schieber der Kassette geöffnet. Schließlich erübrigt nur noch das Entwickeln der ersten Platte und der Vergleich der Uhr mit einer Normaluhr zur Bestimmung der Gangabweichung.

W. Láska schlägt eine Umwandlung vor, durch welche die photographische Camera nebst Akkumulatoren wegfiele und sich die Unterhaltungskosten bedeutend verringern würden. Demzufolge versieht man das Ende des Kontakthebels mit einer Schreibvorrichtung nach Art der Richardschen Registriermethode. Unter der Schreibfeder geht eine mit einem Papierstreifen überzogene Trommel her, welche durch ein in ihrem Innern befindliches Uhrwerk in Umdrehung versetzt wird; bei einer einstündigen Walzenumdrehung würden sich sogar Bruchteile einer Sekunde ablesen lassen. Beim Eintritt des Bebens zeichnet durch das Herabfallen der Kugel der Hebel einen Strich und die Glocke läutet. Der Beobachter kommt und läßt nach seiner Uhr zweimal die Kugel herabfallen, und zwar nach je einer Minute. Der Apparat bedarf nur des täglichen Aufziehens der Uhr; der Papierstreifen kann sehr lange stehen bleiben.

C. Seismometer mit optischer Registrierung.

I. Dreifaches Horizontalpendel nach v. Rebeur-Ehlert.

Der wirksame Bestandteil des in Fig. 80 abgebildeten Apparates [1]) sind die drei Horizontalpendel, welche in einem Kessel in gleichen Abständen von 120° angebracht sind. Durch die Dreizahl der Pendel wird gewährleistet, daß jedes Erdbeben, gleichviel aus welcher Richtung es herkommt, zur Registrierung gelangt, wohingegen bei nur einer Komponente immerhin die Möglichkeit vorliegt, daß bestimmte Bewegungen der Bebenwellen gar nicht angezeigt werden. Es empfiehlt sich, den Pendelkessel so aufzustellen, daß das vordere Pendel genau in der Linie der Ost—West-Linie steht.

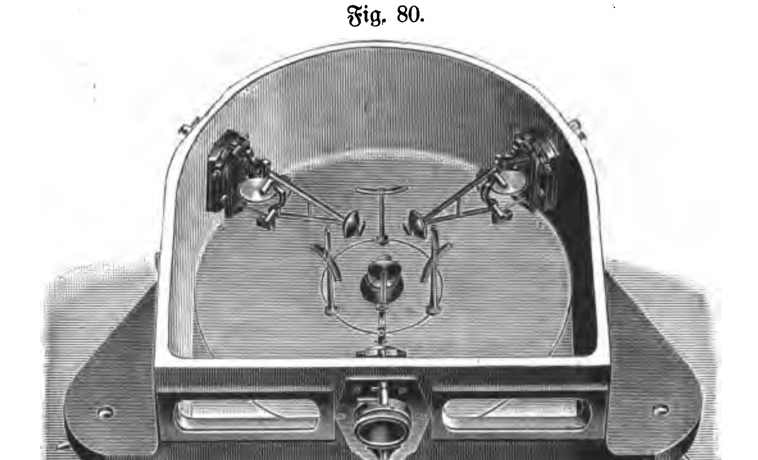
Jedes der einzelnen Pendel, Fig. 81, besteht aus einem aus Phosphorbronze verfertigten gleichseitigen Dreieck K, welches an seiner Spitze

[1]) Angefertigt in den optisch-mechanischen Werkstätten von J. u. A. Bosch in Straßburg i. E.



das Pendelgewicht P und an seiner Basis zwei aus Achat oder Saphir hergestellte Lager n und n_1 trägt; die letzteren ruhen auf äußerst feinen Stahlspitzen s und s_1. Die Verbindungslinie der beiden Lager gibt die Schwingungsachse des Pendels, welche durch die Mikrometerschraube N seitlich, und außerdem durch die Schraube E (zum Höher- oder Tieferlegen des Schwerpunktes) reguliert werden kann. Für die optische Registrierung trägt jedes Pendel einen Hohlspiegel von 4 cm Durchmesser und 4 m bis 5 m Krümmungsradius. An dem festen Teile des Instrumentes ist ein vierter Hohlspiegel i angebracht, um bei der Zeitmarkierung

Fig. 80.



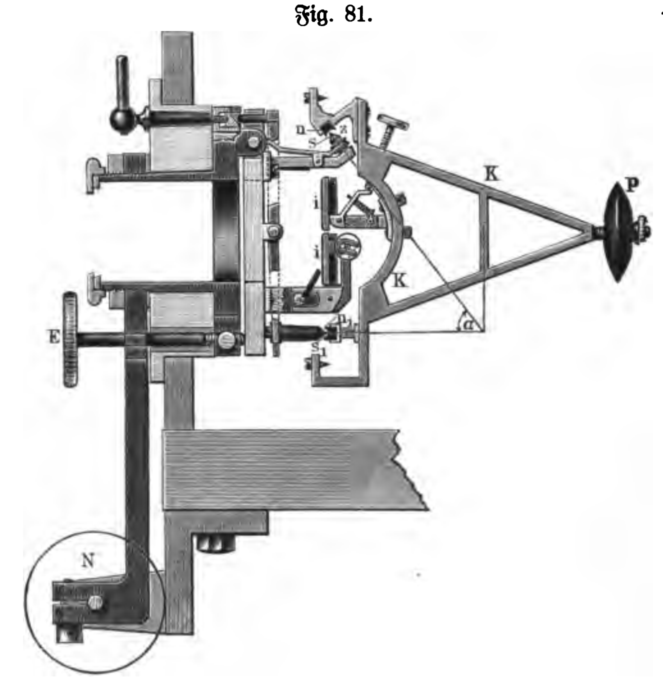
Gesamtansicht des Pendelkessels.

dienlich zu sein; der letztere, sowie der Spiegel des vorderen Pendels ist halbkreisförmig. Sämtliche Spiegel können durch geeignete Vorrichtungen parallel zueinander gerichtet werden, was für die Einstellung auf die photographische Walze von Wichtigkeit ist.

Aufschluß über die Art und Weise, wie die Registrierung vor sich geht, gewährt die schematische Darstellung Fig. 82. Der Registrierapparat wird je nach dem Krümmungsradius der Spiegel 4 m bzw. 5 m von dem Pendelkessel A entfernt aufgestellt. Die Lampe L kommt seitlich vom Registrierteile zu stehen. Dabei ist es erforderlich, daß die möglichst helle Lichtquelle in einem vollkommen lichtdichten Gehäuse eingeschlossen ist, durch dessen in der Breite regulierbare drei Spalten ebensoviele Lichtstrahlen zu den Spiegeln $s_1\, s_2\, s_3$ durchgelassen werden; bei s_1 sind die halben Spiegel übereinander angebracht. Die Spiegel werfen die Lichtstrahlen nach der Walze d des Registrierapparates zurück, über welche lichtempfindliches photographisches Papier läuft. Eine

Zylinderlinse *c*, 5 cm vor der Walze stehend, vereinigt die Lichtbündel der einzelnen Strahlen zu scharfen Punkten. Der von dem feststehenden Spiegel herrührende Punkt wird nach derjenigen Seite der Walze ge=

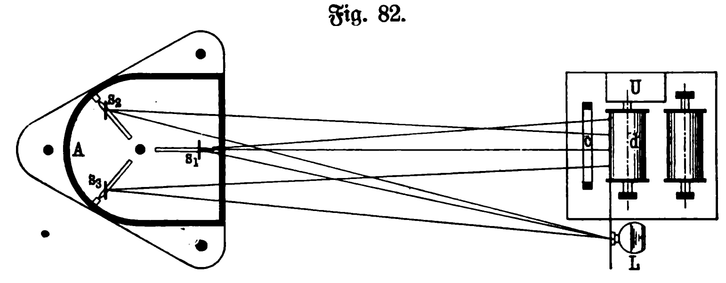
Fig. 81.



Einzelnes Horizontalpendel (das vordere) nebst Befestigungsvorrichtung.

richtet, auf der sich die Uhr *U* befindet. Letztere blendet durch eine hierfür konstruierte Vorrichtung den Lichtstrahl alle Stunden für die Zeit von 3 Minuten ab.

Fig. 82.

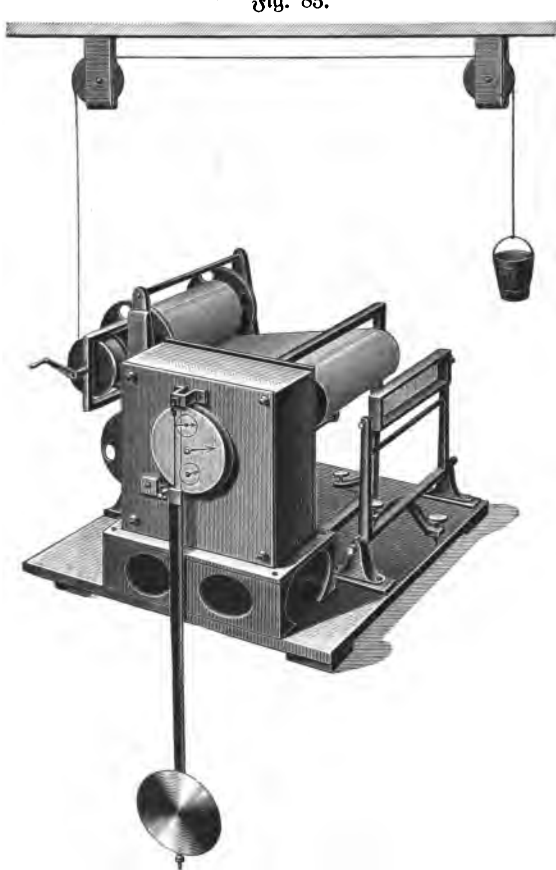


Schematische Darstellung der Registrierung.

Dem Registrierteile, dessen Beschaffenheit aus Fig. 83 ersichtlich ist, fällt die Aufgabe zu, einen 21 cm breiten und etwa 12 m langen Papierstreifen mit gleichmäßiger Geschwindigkeit entweder 4,4 cm oder

12 cm weit in der Stunde vorwärts zu bewegen. Es sind drei Walzen vorhanden, eine, von der das Papier abläuft, eine zweite (mit der Zylinderlinse davor), über die es gespannt weiter läuft, und endlich eine dritte, auf die es wieder aufgerollt wird. Durch Umstellen der Walzen,


Fig. 83.



Registrierapparat.

so daß das Ende des Registrierpapiers jedesmal der Anfang für die nächsten 24 Stunden wird, kann jeder Registrierstreifen mehrmals benutzt werden. Dabei muß die Lampe etwas seitlich verschoben werden; eine einfache Millimeterteilung auf dem Papier, mit dem die Zylinderlinse abgeblendet ist, erlaubt es, die Lichtpunkte um jeden beliebigen Betrag zu verschieben und gleichzeitig die Stellung der Pendel unter steter Kontrolle zu halten. Die Fortbewegung des Papiers geschieht durch Gewicht, d. h. durch einen kleinen, je nach Bedarf bis zur erforderlichen Schwere mit Schrot gefüllten Eimer.

Die Registrierapparate können so eingerichtet werden, daß man ganz nach Belieben 12 cm/h oder 4 cm h Papier ablaufen lassen kann. Letzteres würde nur da zu empfehlen sein, wo die Mittel für 12 cm/h nicht vorhanden sein sollten. Immerhin kann auch bei dieser langsamen Bewegung die genaue Zeit der Störung, die Richtung des ersten Anschlages und die Richtung der Amplitude festgestellt werden, bei guter Lichtquelle sind auch die Umkehrpunkte der Schwingungen zu erkennen.

Das Fig. 71 abgebildete Photogramm einer Störung wurde bei einer Fortbewegung des Papiers von 36 cm pro Stunde erhalten; dabei waren die Pendel mit einer Vorrichtung für Dämpfung versehen.

Eine mit dem dreifachen Horizontalpendel ausgerüstete Station erfordert eine sorgfältige und ständige Überwachung. Es muß täglich nachgesehen werden, ob die Punkte das Papier nicht verlassen haben, und wenn dies der Fall sein sollte, müssen die betreffenden Pendel korrigiert werden; bedürfen die Punkte einer Höhenkorrektion, so müssen die Pendelspitzen von ihren Lagern erst durch eine Arretierungsvorrichtung abgehoben werden, weil sie sonst Beschädigungen erleiden würden. Bei den kleinen Registrierapparaten mit 4 cm/h muß täglich das Papier gewechselt bzw. umgekehrt werden, bei den großen alle vier Tage. Ist das Papier auf die Walze gespannt, so schreibt man an die drei Lichtpunkte bestimmte, für jeden Tag gleich gerichtete und gefärbte Buchstaben, etwa M (Mittel), N (Nord), S (Süd), welche die Zugehörigkeit derselben zu dem entsprechenden Pendel angeben. Über alle künstlichen Störungen, welche etwa durch Sprengungen in der Umgegend oder durch Betreten des Beobachtungsraumes hervorgerufen sein können, ist ein Journal zu führen. In bestimmten Zeiträumen muß der Wert der Schwingungsdauer für alle drei Pendel bestimmt werden, da die Größe desselben sich mit der Zeit verändert. Es ist ratsam die Pendel nicht zu empfindlich zu stellen, da sich sonst der Nullpunkt zu leicht verändert und in diesem Falle die Lichtpunkte oftmals das Papier ganz verlassen.

II. Verbessertes Horizontalpendel nach v. Rebeur-Ehlert, mit zwei Komponenten.

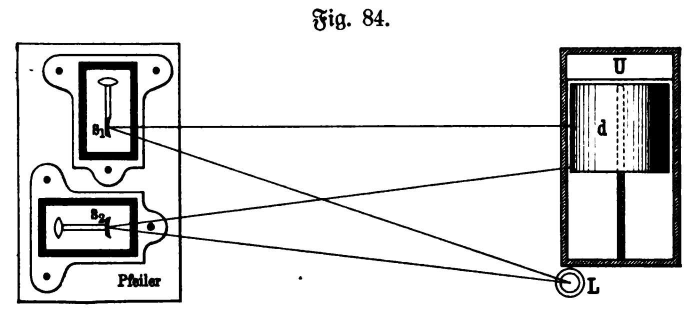
Im Einverständnis mit der Kaiserl. Hauptstation für Erdbebenforschung zu Straßburg i. E. haben J. und A. Bosch dem vorbesprochenen Instrumente mehrere Verbesserungen angedeihen lassen, jedoch unter Beibehaltung der wichtigsten Konstruktionsprinzipien.

Die schwierige Einstellung von vier Spiegeln auf eine Walze wird dadurch beseitigt, daß die Pendel einzeln in kleine Gehäuse eingebaut sind, die dann als einzelne Komponente Verwendung finden. Man gebraucht nur zwei Komponenten, und zwar werden zwei solcher Instrumente in rechtem Winkel zueinander, eines in die Nord — Süd-, das andere in die Ost — West-Richtung aufgestellt, wobei die scharfe Ein-

stellung der Lichtpunkte durch Verschiebungen gegeneinander auf dem Fundamente erreicht wird. Nebenstehende Fig. 84 zeigt in schematischer Darstellung das Prinzip der Registrierung, welches nach dem vorher Gesagten keiner weiteren Erläuterung mehr bedarf.

Eine weitere Verbesserung betrifft den Registrierapparat. Dieser wird nämlich ähnlich dem S. 250 beschriebenen für das Schwerpendel

Fig. 84.



Schematische Darstellung des zweiteiligen v. Rebeur-Ehlertschen Horizontalpendels nach Bosch.

ausgeführt; infolgedessen stellt sich bei 90 cm Weg in der Stunde der Papierverbrauch [1]) nur auf 365 Mk. pro Jahr und für die beiden Komponenten. Außerdem besitzt jedes Instrument eine Luftdämpfung.

III. Einfaches Horizontalpendel nach Milne.

Dieses Seismometer [2]) besitzt nur eine Komponente, welche derart Aufstellung findet, daß das Pendel in die Nord—Süd-Linie zu stehen kommt. Fig. 85 veranschaulicht das Konstruktionsprinzip, welches in folgendem kurz erläutert werden soll.

Auf der dreieckigen Grundplatte G erhebt sich ein senkrechter Träger T, welcher in seinem unteren Teile eine Spitze trägt. Gegen diese Spitze stützt sich mit Achatlager ein leichter aus Aluminium verfertigter Pendelarm A, welchen der Draht d in nahezu wagerechter Lage erhält. Zwischen der Spitze und der Drahtbefestigung ist ein kreuzförmiges Gewicht PP' angebracht, um einesteils die träge Masse abzugeben und anderseits den Pendelarm im Gleichgewicht zu halten. v ist eine Versteifung, welche A gegen Durchbiegung schützt. Das äußere Ende des Pendelarmes trägt ein kleines, von einem Spalt durchbrochenes rechteckiges Plättchen p.

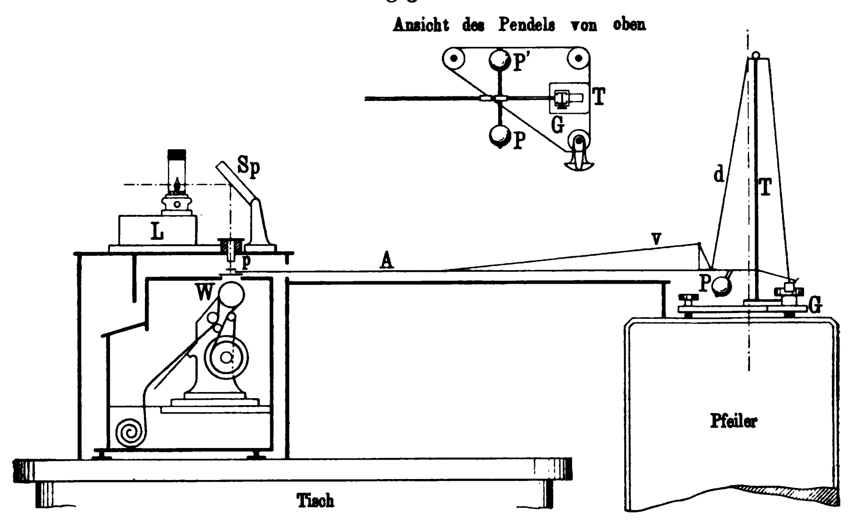
Unterhalb des Plättchens befindet sich die mit photographischem Papier überspannte Registrierwalze W, welche ein Uhrwerk in gleich-

[1]) Beim dreifachen Horizontalpendel beläuft sich der Papierverbrauch bei nur 4 cm Weg pro Stunde im Jahre schon auf etwa 400 Mk.

[2]) Verfertigt von der Firma Robert Munro in London.

förmige Bewegung setzt. Das Ganze ist in einem Blechkasten eingeschlossen, welcher nur oberhalb der Walze eine Öffnung frei läßt, inner-


Fig. 85.

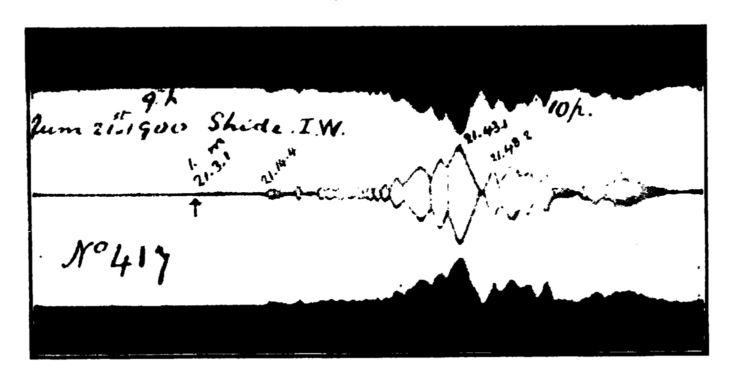


Schematische Darstellung des Milneschen Horizontalpendels.

halb deren das Plättchen in einer Nute lichtdicht horizontal schwingen kann.

Das Licht der Lampe L wird von dem Spiegel Sp nach unten geworfen und trifft durch den Spalt des Plättchens hindurch den Regi-

Fig. 86.



Photogramm eines Fernbebens mittels Milnes Horizontalpendels.

strierstreifen. Das Plättchen folgt naturgemäß den seitlichen Schwingungen des Pendelarmes, und die dadurch bedingten Verschiebungen des Lichtpunktes hinterlassen auf dem photographischen Papier eine

Spur. Fig. 86 zeigt das Bild eines auf diese Weise registrierten Fernbebens; es bedeutet der Zwischenraum zwischen 21. 3. 1 und 21. 14. 4 die Dauer der ersten, von dort bis 21. 43. 1 diejenige der zweiten Vorphase.

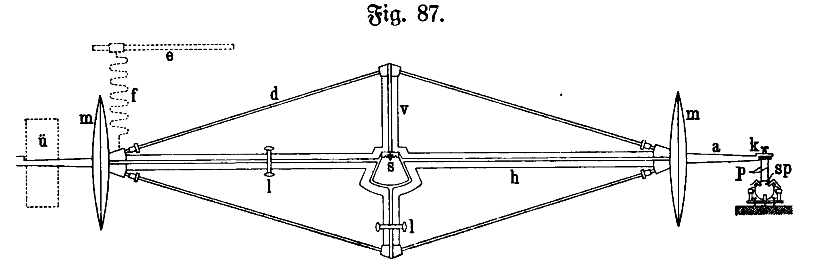
Die Zeitmarken werden in einfachster Weise dadurch gewonnen, daß der verlängerte Stundenzeiger einer geeignet aufgestellten Uhr alle Stunden das Licht für kurze Zeit abblendet.

IV. Klinograph nach Schlüter.

Obwohl dieses Instrument, wie auch sein Name besagt, in seiner ursprünglichen Form ausschließlich der Aufgabe diente, Neigungen aufzuzeichnen, so sind doch späterhin aus demselben in höchst einfacher Weise durch Verschieben von Laufgewichten und Anbringen von Federn zwei vollständig verschiedene Apparate geschaffen worden. Von diesen bringt der eine die Horizontal-, der andere die Vertikalkomponente zur Darstellung, die letztere sogar mit einer Empfindlichkeit (vgl. S. 163), wie sie bisher von einem anderen Vertikalseismometer nicht einmal annähernd erreicht worden ist.

1. Ursprünglicher Apparat. Dieser (vgl. Fig. 87) besitzt als starre Masse ein Aluminiumkreuz, dessen Horizontalbalken *h* etwa 150 cm,

Fig. 87.



Klinograph nach Schlüter. Ursprünglicher Apparat; die punktiert gezeichneten Teile kommen bei der Umwandlung in das Vertikalseismometer hinzu.

dessen Vertikalbalken *v* 60 cm lang ist. Jeder dieser Balken hat einen kreuzförmigen Querschnitt mit 21 mm langen und 8 mm breiten Armen. Zur Versteifung des Ganzen sind die an den Enden verdickten Aluminiumbalken durch 5 mm starke Messingdrähte *d* miteinander verbunden. Die horizontalen Balkenenden tragen zwei linsenförmige Messinggewichte *m* von je etwa 5 kg Gewicht, außerdem den 25 cm langen Messingarm *a* mit der Klemmvorrichtung *k* für den Hohlspiegel *sp* zur optischen Registrierung. Zwei durch Federn sich andrückende Laufgewichte *l* auf den mit Zentimetereinteilung versehenen horizontalen und vertikalen Armen gestatten, den Schwerpunkt der Masse beliebig zu verlegen; dem gleichen Zwecke dienen außerdem noch kleine Reitergewichtchen aus dünnem Messingdraht. Das Balkenkreuz besitzt in seinem mittleren Ausschnitte

eine Achatschneide *s*, welche das Symmetriezentrum der ganzen Massenanordnung abgibt und auf einer ebenen Achatplatte aufruht, die auf dem vorderen Ende eines 18 cm aus der Wand hervorragenden T-Eisens befestigt ist. Zur starken Dämpfung der Eigenschwingungen der Masse tauchen zwei hiermit verbundene Glasplatten (in der Zeichnung weggelassen) in Öl.

Der Spiegel für die optische Registrierung, ein Hohlspiegel von 5 cm Durchmesser und 1 m Brennweite, dreht sich um eine horizontale Achse auf zwei Spitzen, die auf zwei von kleinen Säulchen getragenen ebenen Achatplättchen aufsitzen. Das ganze ist montiert auf einer horizontalen Eisenplatte, die das vordere Ende eines in die Wand eingemauerten T-Eisens bildet. Von der Spiegelfassung geht nach rückwärts eine kleine Schiene, welche gleichfalls eine freie Spitze trägt; letztere ruht in einem Hütchen auf einem Aluminiumbügel, der mit zwei senkrechten dünnen Platindrähten *p* unterhalb *k* festgeklemmt ist. Bewegt sich *m* senkrecht auf und nieder, so überträgt sich diese Bewegung durch den Aluminiumbügel auf die rückwärtige Schiene des Hohlspiegels *sp* und bewirkt dadurch dessen Drehung um die der Wand parallele horizontale Achse.

Die optische Registrierung erfolgt in der bereits bekannten Weise durch eine Lampe mit Spalt und Zylinderlinse auf einer Walze mit vertikaler Drehungsachse. Durch eine geeignete Vorrichtung wird erreicht, daß der Lichtpunkt auf dem Papier eine Schraubenlinie verzeichnet, wodurch eine bedeutende Papierersparnis [1]) erzielt wird. Das registrierende Licht wird von einer eigenen astronomischen Uhr alle Minuten zwei Sekunden lang abgeblendet.

Die ganze Anordnung der einzelnen Instrumententeile hat zur Folge, daß die Bewegung des äußersten Armendes des Klinographen 690fach vergrößert wird, so daß eine Bogensekunde Drehung des Balkens um seine Schneide auf dem Papier einen Ausschlag von 3,37 mm gibt. Unter Zuhilfenahme einer Lupe ist man imstande, noch Neigungen von 0,015 Bogensekunden zu beobachten.

2. **Horizontal-Komponente.** Für diesen Zweck genügt es, den Schwerpunkt des Klinographengerüstes aus der Schneide zu entfernen und senkrecht über oder unter diese zu verlegen, und zwar vermittelst eines Übergewichtes. Die Lage des Schwerpunktes unter der Schneide gibt von selbst stabiles Gleichgewicht. Bei senkrecht über der Schneide befindlichem Schwerpunkte muß man jedoch diesen mittels Federkraft festhalten. Daher ist auf dem die Schneide *s* stützenden T-Eisen ein Stativchen aufgestellt, an dessen oberem Ende eine aus wenigen Windungen bestehende Feder eingeklemmt wurde; das andere Federende ist, ohne sie anzuspannen, in gleicher Höhe an dem Alu-

[1]) Die jährlichen Betriebskosten belaufen sich auf nur 170 Mark.



miniumkreuz des Apparates oberhalb der Schneide festgeklemmt. Auf diese Weise wirkt die Feder wie eine Stabfeder. Diese Anordnung bietet durch geeignete Wahl der Feder und der Schwerpunktslage den großen Vorteil, eine beliebig große Schwingungsdauer zu erreichen.

3. **Vertikal-Komponente.** Zur Registrierung der Vertikalkomponente ist es erforderlich, den Schwerpunkt seitlich von der Schneide in gleicher Höhe mit ihr zu verlegen; dies geschieht gleichfalls mittels eines Übergewichtes *ü*. Naturgemäß muß auch in diesem Falle der Schwerpunkt durch Federn in seiner Lage erhalten werden. Als besonders geeignet erwies sich ein Doppelpaar von 80 cm lang gereckten Federn *f*, welche unten am Horizontalbalken des Klinographengerüstes in etwa 70 cm Entfernung von der Schneide *s*, und oben an einer in die Wand eingemauerten Eisenschiene *e* eingeklemmt waren.

D. Seismometer mit mechanischer Registrierung.

I. Universal-Mikroseismograph nach Vicentini.

Die Registrierung der seismischen Bewegungen geschieht, wie die perspektivische Ansicht Fig. 88 zeigt, durch zwei voneinander unabhängige Apparate [1]), nämlich durch eine Vertikalpendel, welches die Horizontalbewegungen in zwei zueinander senkrechten Richtungen aufzeichnet, und durch ein Federpendel für die Bewegungen in vertikaler Richtung.

Zur Aufstellung des gesamten Instrumentes dient ein etwa 1 m dicker und 3,5 m hoher isolierter Betonpfeiler.

1. **Horizontal-Komponente.** Der Mikroseismograph zur Messung der Horizontalbewegungen, Fig. 89, besteht im wesentlichen aus einem langen Vertikalpendel mit großer Masse, die mit einem ebenfalls vertikalen Vergrößerungshebel verbunden ist. Von einem im Pfeiler eingelassenen Eisenträger T_1 hängt frei an einem 1,5 mm starken Stück Stahldraht *D* das insgesamt 1,5 m lange Pendel *P* herab, dessen Masse *M* aus Bleischeiben besteht und 100 kg schwer ist. In der Pendelmasse steckt durch eine federnde Klemmvorrichtung ein sehr leichtes Hebelstück *l* (vgl. Fig. 89, **c**), welches mit der kürzeren Spitze *b* in einem Glashütchen aufruht; mit dem unteren Ende, der Spitze *c*, spielt das Hebelstück in ein horizontal liegendes Nadelpaar *NN* (Fig. 89 **b**) ein, welches an dieser Stelle zwei Gabeln, die senkrecht zueinander stehen, darstellt. Jede dieser Nadeln ist um eine Achse *V* in der horizontalen Ebene beweglich; verzeichnet wird die Bewegung durch feine Glasfäden, welche an den Nadeln angebracht sind, und die auf einem schwach be-

[1]) Dieses Instrument wird in Padua unter Leitung des Erfinders Prof. Dr. Vicentini in den mechanischen Werkstätten des physikalischen Instituts der Universität, sowie in Laibach von M. Samassa hergestellt.

rußten Papierbande L, welches auf der Trommel T durch das Uhrwerk U weiterbewegt wird, leicht aufruhen. Die Glasfäden sind flach gezogen, um eine möglichst geringe Elastizität in der horizontalen

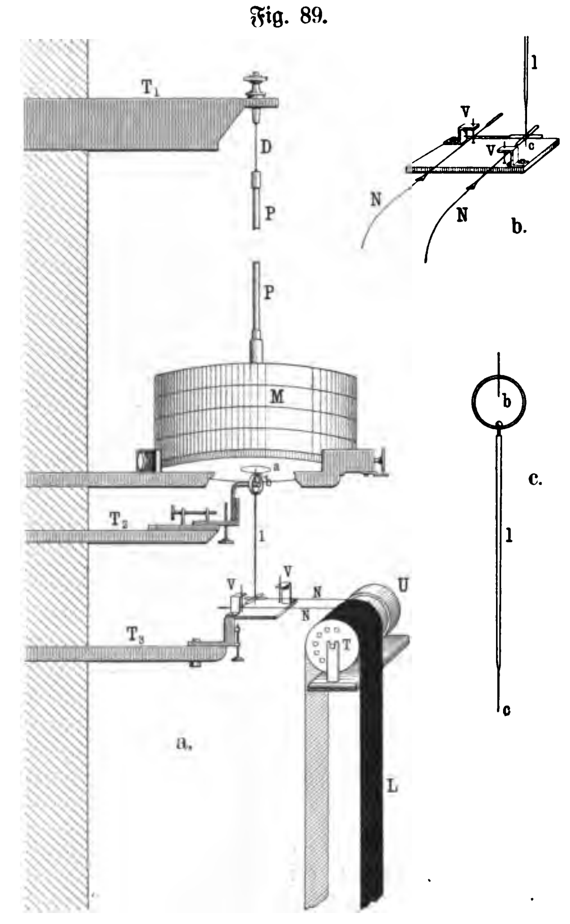
Fig. 88.



Gesamtansicht des Vicentinischen Mikroseismographen.

Ebene, d. i. parallel zur Registrierfläche, zu erreichen. Ihre Enden sind zu kleinen Kügelchen verdickt, die jedoch so klein sein müssen, daß sie mit freiem Auge nicht wahrnehmbar sind, weil sie sonst zu grobe Linien zeichnen würden, und weil sich auch Ruß hinter der Kugel

Fig. 89.



Schematische Darstellung des Seismometers für die Horizontal-Komponente.

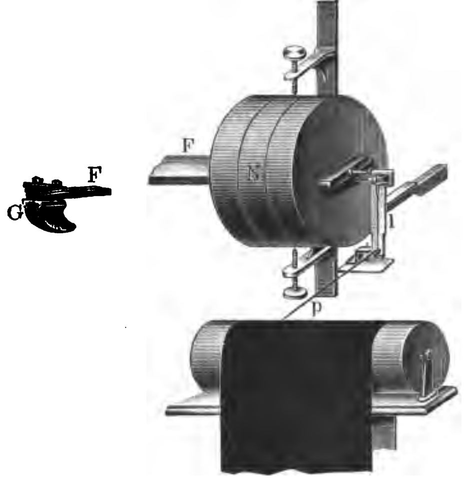
ansammeln könnte. Durch das Hebelstück *l* und die horizontalen Nadeln (Pantograph) wird eine nahezu hundertfache Vergrößerung erreicht. Zugleich wird durch die Nadeln jede Bewegung in zwei Komponenten zerlegt, zu welchem Zwecke die Nadeln bei der Montierung so gestellt sind, daß die eine die Bewegung nach Ost—West, die andere nach Süd—Nord aufnimmt.

Bei langsamen Bodenschwingungen, etwa durch Fernbeben, folgt das Pendel den Bewegungen, die vom Boden durch den Pfeiler über-

tragen werden; die Pendelschwingungen teilen sich dann den Nadeln mit und gelangen so auf dem Papierbande zur Aufzeichnung, welches sich mit einer Geschwindigkeit von 5 mm pro Minute weiter bewegt. Bei kurzen Schütterwellen steht die Pendelmasse infolge ihrer Trägheit still, und der vertikale Hebelarm l, welcher vom Pfeiler aus durch den Träger T_2 getragen wird, beginnt dann das Erzittern des Pfeilers den Nadeln mitzuteilen.

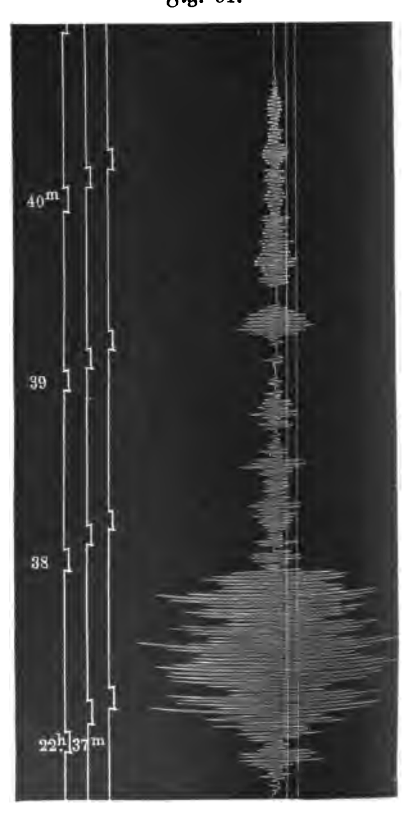
2. **Vertikal-Komponente.** Beim Vertikalapparat Fig. 90 befindet sich die Pendelmasse N, bestehend aus drei zylindrischen Blei-

Fig. 90.



Schematische Darstellung des Seismometers für die Vertikal-Komponente.

Fig. 91.



Registrierung eines Fernbebens (Horizontal-Komponente) mittels des Vicentinischen Mikroseismographen

platten von 50 kg Gewicht, am äußersten Ende einer 1,5 m langen, 7,5 cm breiten und durchweg 12 mm dicken Waggonfeder F, welche an einer eisernen Konsole G befestigt ist. Ein Winkelhebel l vergrößert die vertikale Bewegung der Pendelmasse, und setzt sie in eine horizontale um, während der Schreibhebel p zur weiteren Vergrößerung und zur Aufzeichnung der Bewegung auf dem berußten Papier bestimmt ist. Auch hierbei beträgt die gesamte Vergrößerung etwa 100. Die Vertikal-Komponente schreibt auf der linken Seite des Registrierstreifens.

Die Zeitmarkierung am Papierstreifen geschieht dadurch, daß eine Normaluhr mit elektrischer Kontaktvorrichtung auf einen Elektromagneten wirkt, an dessen Anker eine vierte Glasfeder mit Schreibkügelchen befestigt ist.

Die beiden Figuren 91 und 73 geben mit dem Mikroseismograph gewonnene Bebendiagramme wieder, und zwar die erstere eine Aufzeichnung der horizontalen, die letztere eine solche der vertikalen Komponente; in beiden Fällen sind links die Zeitmarken ersichtlich.

An dem Vincentinischen Originalapparat hat N. Th. v. Konkoly noch eine ganze Reihe von Verbesserungen [1]) anbringen lassen, unter denen namentlich die folgende von besonderer praktischer Bedeutung ist: Für gewöhnlich vollführt die Registrierwalze eine Umdrehung pro Stunde. Sobald aber das Pendel zu schwingen beginnt, wird durch einen der Pendelmasse aufgesetzten Kontaktapparat ein zweites Triebwerk eingeschaltet, welches mittels einer Räderübersetzung der Walze die doppelte Geschwindigkeit als vorher erteilt; sobald aber das Pendel zur Ruhe kommt, nimmt die Walze wieder die langsamere Bewegung an. Durch diese Vorrichtung wird eine leichtere Lesbarkeit der Diagramme trotz der Papierersparnis erzielt. Weitere Verbesserungen beziehen sich auf die Aufhängung des Pendelkörpers, besseres Einstellen der Nadeln u. a. m.; auch zeichnen Horizontal- und Vertikal-Komponente jede auf einer gesonderten Trommel auf.

II. Straßburger Horizontal-Schwerpendel.

Dieses Horizontalpendel [2]), Fig. 92, beruht, gerade wie diejenigen von Grablovitz und von Omori, auf dem Prinzip der trägen Masse und besteht aus zwei Hauptteilen, nämlich dem Horizontalpendel und der Registriervorrichtung; außerdem gehört noch dazu eine für Minutenkontakt eingerichtete Uhr.

Als Stützpunkt des Horizontalpendels dient eine 1,3 m hohe kegelförmige Gußeisensäule; 22 cm oberhalb der Basis ist ein mit einer gehärteten Silberstahlspitze versehenes Ansatzstück angebracht, worauf das die Pendelmasse tragende Messingrohr mittels seines kegelförmig vertieften Spitzenlagers frei ruht. Auf dem anderen Ende dieses 16 mm dicken und 75 cm langen Rohres sitzt das in einen Messingzylinder gegossene Bleigewicht auf, welches 16 kg schwer ist. Von einem an der Pendelmasse angebrachten Bügel laufen zwei, sich weiter oberhalb vereinigende Drähte aus, womit das Pendel an der dem oberen Säulenende aufgesetzten Justiervorrichtung aufgehängt ist. Diese Justiervorrichtung ermöglicht durch verstellbare Schrauben die Regulierung des

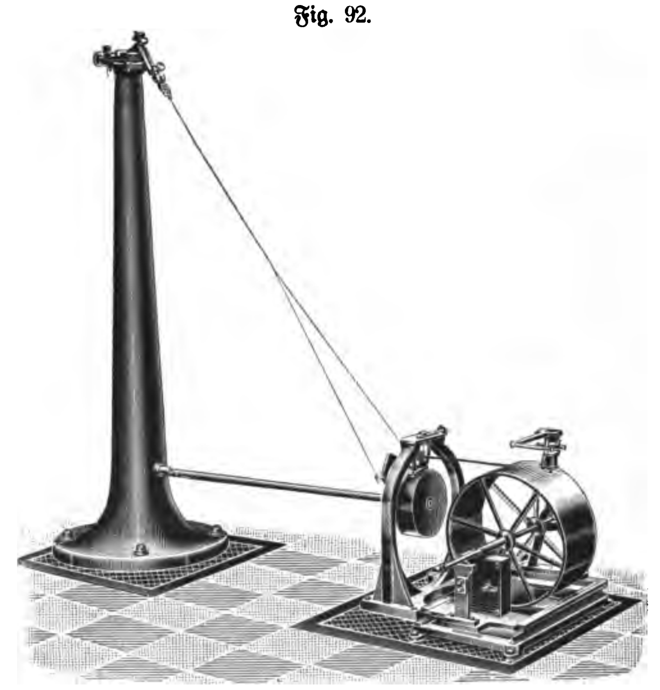
[1]) Diese wurden ausgeführt von J. Klassohn, Vorstand der mechanischen Abteilung der Königl. Ungarischen Reichsanstalt für Meteorologie und Erdmagnetismus in Budapest.

[2]) Angefertigt von J. u. A. Bosch in Straßburg i. E.

ganzen Apparates, sowohl der horizontalen Lage des Pendelrohres, als auch der Schwingungsperiode des Horizontalpendels.

Zur Übertragung der Bodenbewegungen dient ein starker, hufeisenförmig gebogener Metallbock, dessen oben offener Bogen mit einer Metallplatte geschlossen ist. An der Unterseite dieser Platte steht in einem Messingbügel eine 4 cm lange Vertikalachse; eine weitere von

Fig. 92.



Gesamtansicht des Straßburger Horizontal-Schwerpendels (1 Komponente).

2,5 cm Länge steht in einem der Pendelmasse aufgesetzten Bügel. Durch diese beiden Achsen führt ein ganz leichter Hebel hindurch, dessen kürzerer gabelförmiger Arm aus Messing hergestellt ist, während ein Aluminiumstab den längeren Gabelarm bildet. Am freien Ende des Aluminiumstabes hängt in einem U-förmigen Rahmen ein 5 Milligramm schwerer Aluminiumschreibstift. Das Längenverhältnis der beiden Hebelarme bewirkt eine 15fache Vergrößerung der horizontalen Bewegung auf dem Schreibpapier.

Das berußte Registrierpapier ist auf einer Trommel aufgespannt, welche durch ein Triebwerk einmal in der Stunde um ihre Achse gedreht wird; die Bewegungsgeschwindigkeit des Papierstreifens beträgt 1,5 cm pro Minute. Gleichzeitig verschiebt sich die Trommel durch ein Schraubengewinde im Achsenlager stündlich um 4 mm seitwärts, so daß die vom Schreibstift gezogenen Linien spiralförmig laufen.

Dieser leicht transportable Apparat ist in seinen beiden Teilen je auf einen Sandsteinblock aufgestellt. Beide Blöcke werden so tief in den Boden eingelassen, daß ihre Oberkante in gleicher Höhe mit dem Fußboden steht; die Tiefe der Fundierung hängt natürlich von der Beschaffenheit des Untergrundes ab. Auch empfiehlt es sich, zur Vermeidung künstlicher Störungen die Steinblöcke vom Fußboden zu isolieren.

Zu einer genauen Bebenanalyse bedarf man jedoch zweier solcher Pendel, welche in die Ost—West- bzw. Süd—Nord-Richtung eingestellt werden.

III. Astatisches Pendelseismometer nach Wiechert.

Das Konstruktionsprinzip dieses Instrumentes[1]) ist aus der nebenstehenden schematischen Darstellung (Fig. 93) ersichtlich, wobei jedoch bemerkt sei, daß diese der Klarheit halber die Wirkungsweise nur einer Horizontalkomponente veranschaulicht, während in Wirklichkeit zwei zueinander senkrechte Komponenten zur Registrierung gelangen. Es handelt sich hier um ein „umgekehrtes“ Pendel, dessen Astasierung durch zahlreiche Federpaare erreicht wurde.

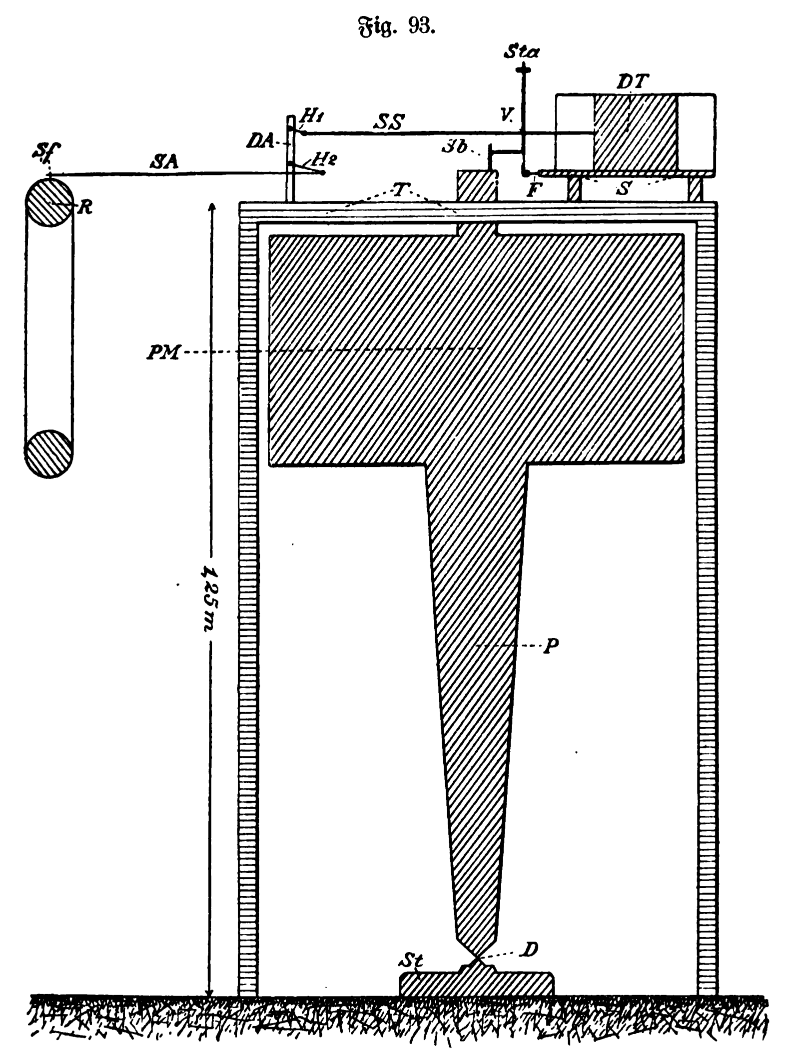
Auf der Stützplatte *St* steht im Drehungspunkte *D* das Pendel *P* mit der 1100 kg schweren Eisenmasse *PM*. Auf der durch die Tischplatte *T* reichenden Pendelstange sitzt der Stab *Sb*, welcher mit der Stabilisierungsstange *Sta* verbunden ist. Letztere wird durch ein horizontal gestelltes Federnpaar *F* getragen, das nach der anderen Seite hin von einem durch Stützen auf dem Tisch *T* festgeschraubten Stab *S* gehalten wird. Vom Punkte *V* der Stabilisierungsstange aus führt eine Verbindung in die Dämpfungstrommel *DT* und eine andere durch die Schubstange *SS* nach dem kurzen, um die senkrechte Drehungsachse *DA* beweglichen Hebelarm H_1. Um *DA* ist gleichsinnig und gleichzeitig auch der zweite längere Hebelarm H_2 drehbar, von dessen Ende aus der vorn den gläsernen Schreibstift *Sf* tragende Schreibarm *SA* nach der Rolle *R* führt, über welche das berußte Papier läuft; letzteres, ein 90 cm langer Streifen, ist an den Enden zusammengeklebt und wird dadurch, daß das Uhrgewicht an einem Schneckengang aufgehängt ist, nach links verschoben, so daß die Registrierung die Gestalt einer Spirallinie erhält. Die Maße der Hebelvorrichtungen sind derart getroffen, daß die Vergrößerung der vom Boden auf die Tischplatte übertragenen Bewegungen eine 250fache ist.

[1]) Aus der Werkstätte der Firma G. Barthels in Göttingen. — Bemerkt sei übrigens, daß der Erfinder dieses Seismometers, Prof. Dr. Wiechert (Göttingen), zurzeit unablässig mit dem Anbringen und Erproben von weiteren Verbesserungen beschäftigt ist; namentlich soll in Zukunft an Stelle der mechanischen eine optische Registrierung Verwendung finden.



Um die Reibung aufzuheben, sind sämtliche Drehungsachsen und -punkte durch Federn hergestellt; insbesondere ist im Drehpunkte D die

Fig. 93.



Schematische Darstellung des Wiechertschen astatischen Pendelseismometers. Nach F. Etzold.

Reibung durch die Anbringung eines Cardanischen Federngehänges vermieden.

Bewegt sich infolge einer Erderschütterung die mit der Erde verbundene Tischplatte, so nimmt das Pendel infolge seines bedeutenden Gewichtes (dessen Labilität durch das Federpaar F ausbalanciert wird)

an dieser Bewegung nicht teil, vielmehr stoßen gegen dasselbe die verschiedenen Übertragungsvorrichtungen für Bewegungen von der Stabilisierungsstange ab bis zum Schreibstift. Die Reibung des Schreibstiftes auf dem berußten Papier wird durch die Schwere der Pendelmasse völlig aufgehoben. Natürlich bleibt das Pendel nicht absolut stationär, vielmehr wird es durch wiederholte Anstöße in D in Eigenschwingungen versetzt; letztere werden aber durch geeignete Dämpfungsvorrichtungen derart unschädlich gemacht, daß beispielsweise das Pendel, künstlich zu einem Ausschlage gebracht, der in der Vergrößerung etwa 10 bis 15 mm mißt, fast augenblicklich in die Ruhelage wieder zurückkehrt.

Die Zeitmarkierung geschieht dadurch, daß der Schreibarm zeitweise durch einen Elektromagneten vom Registrierpapier abgehoben wird, und zwar wird nach jeder Minute für 2 Sekunden, nach jeder Stunde für 15 Sekunden die Registrierung unterbrochen.

E. Flutmesser.

Zum Zwecke der Beobachtung der Erdbebenflutwellen verwendet man an denjenigen Küstenstellen, welche erfahrungsgemäß häufig von solchen heimgesucht werden, vorteilhaft die Flut- oder Gezeitenmesser[1]), weil sie uns in den Stand setzen, die Wasserbewegungen bezüglich ihrer einzelnen Phasen, der Zeit von deren Auftreten und schließlich auch deren absoluten Größen in allen Einzelheiten zu verfolgen. Diese Instrumente, welche für gewöhnlich in der Hydrographie ausgedehnten Gebrauch finden, dienen entweder zu unmittelbaren Ablesungen des jeweiligen Wasserstandes durch einen Beobachter, oder aber sie zeichnen selbsttätig auf automatische Weise den Verlauf seines Wechsels in ununterbrochener Kurve auf. Die ersteren nennt man „Pegel", die letzteren „Mareographen"; von beiden Gattungen sei hier ein Vertreter[2]) kurz beschrieben.

I. Rollbandpegel nach Seibt-Fueß.

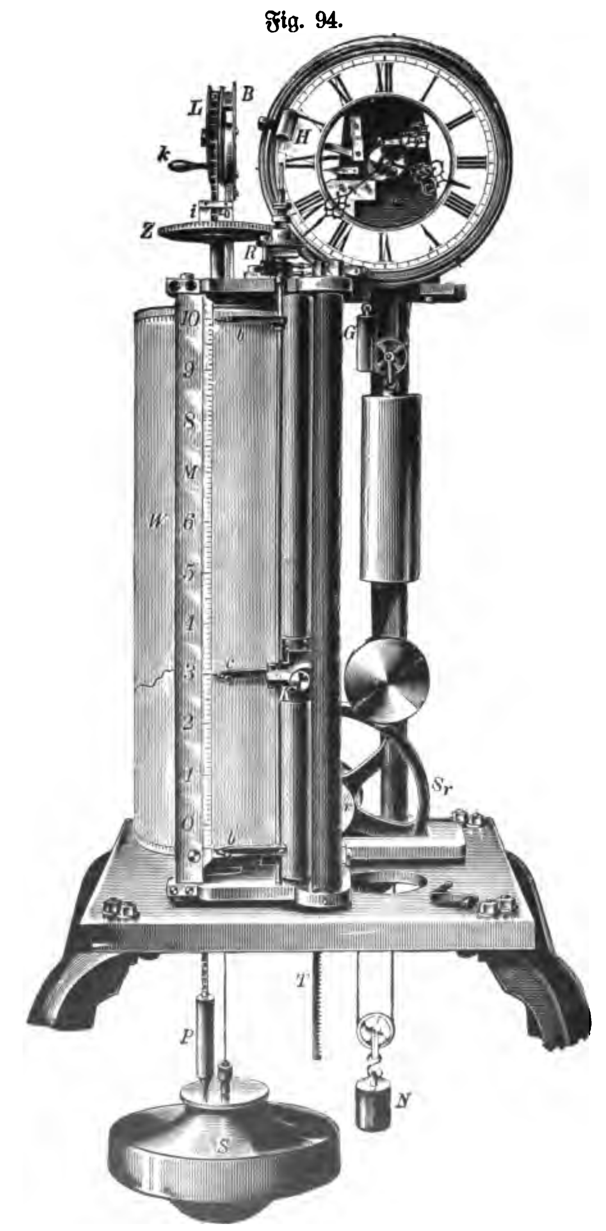
Ein auf dem Wasser der Beobachtungsstelle ruhender und mit dem Stande des ersteren sich hebender und senkender Schwimmer hängt an einem über eine Walze gelegten Draht. Durch ein Getriebe, welches mit der beim Steigen und Fallen des Wassers in Drehung versetzten Walze in Verbindung steht, wird das über Rollen geführte, durch Gegengewicht in Spannung erhaltenen Band, das mit einer dem Getriebe entsprechenden vergrößerten Teilung versehen ist, derartig an einem mit

[1]) Vgl. beispielsweise die Ausführungen auf S. 153 über die Erdbebenflut im Bengalischen Meerbusen am 31. Dezember 1881.

[2]) Angaben über weitere derartige Instrumente findet man unter anderem in W. Seibt: „Über selbsttätige Pegel". In den Verhandlungen des VII. Internationalen Schiffahrtskongresses, Brüssel 1898.

der Zeigermarke versehenen Fenster vorbei bewegt, daß unter stetiger Ab- und Aufwickelung des Meßbandes der den jeweiligen Wasserstand angebende Teilstrich unmittelbar abgelesen werden kann.

Fig. 94.



Mareograph nach Seibt-Fueß.

II. Kurvenzeichnender Kontrollpegel (Mareograph) nach Seibt-Fueß.

Die durch den Wasserstandswechsel bedingte fortwährende Veränderung der Höhenlage wird von dem auf der Wasseroberfläche ruhenden Schwimmer *S* (Fig. 94) in geeigneter Weise auf den Schreibstift *c* übertragen. Letzterer schreibt seine in der Lotrechten erfolgenden Auf- und Niederbewegungen auf die mit präpariertem Papier überzogene, senkrecht stehende Walze *W* auf, welche durch ein Uhrwerk in gleichmäßige Umdrehung (einmal in je acht Tagen) versetzt wird; die so erhaltene Linie ist die Wasserstandskurve (vgl. Fig. 49). Zwei weitere feststehende Stifte *b* und *b'* zeichnen am oberen und unteren Rande des Registrierstreifens je eine Festlinie auf, welche in Verbindung mit dem seitlich befestigten Maßstabe *M* und mittels einer beigegebenen Ablesevorrichtung eine mathematisch genaue Ausmessung der Diagramme und somit Ermittelung der absoluten Beträge der Wasserstandsschwankungen gestatten. Zeitmarken werden in einfacher Weise dadurch gewonnen, daß der vom Uhrwerk allmählich gehobene Hammer *H* in regelmäßigen Abschnitten die beiden feststehenden Stifte senkrecht auf und nieder bewegt.

Vierter Abschnitt.

Die seismologischen Untersuchungsmethoden.

Im nachstehenden ist der Versuch gemacht, einmal die wichtigsten Methoden, welche bei den seismologischen Untersuchungen in Anwendung kommen, zusammenhängend darzustellen und damit sowohl einen leichten Überblick, als auch Anhaltspunkte für die Bearbeitung von Erdbeben nach den neueren Gesichtspunkten zu geben. Naturgemäß kann ich mich dabei nur auf kurze und allgemein gefaßte Andeutungen beschränken, welche in fast jedem Einzelfalle zweckdienliche Abänderung erheischen; für diese Zwecke, namentlich die näheren Einzelheiten, ist daher das eingehende Studium mustergültiger Bebenuntersuchungen dringend anzuraten, wie solche vor allem aus den letzten Jahren vorliegen und zur Genüge in diesem Buche aufgeführt sind.

A. Die Bearbeitung von Nahbeben.

I. Einsammeln von Beobachtungsmaterial.

Da es zur Untersuchung eines jeden Erdbebens zahlreicher Einzelbeobachtungen an möglichst vielen verschiedenen Orten bedarf, so gilt es, an erster Stelle ausführliche, aber zuverlässige Nachrichten einzusammeln. Dabei sind auch diejenigen Mitteilungen von Wert, welche das Ausbleiben des gesamten Bebens oder einzelner Begleiterscheinungen sicherstellen; denn solche negative Angaben dienen teils zur Erkenntnis der Erschütterungsungleichheiten je nach der Beschaffenheit der Gegend, teils um die allmähliche Abnahme der einzelnen Teile der Erdbebenerscheinung bei der weiteren Ausbreitung und die Grenzen der Ausbreitung möglichst genau zu bestimmen.

Die Erhebungen geschehen mittels sogenannter Fragebogen bzw. -karten, welche die einzelnen Fragen vorgedruckt enthalten und hinter jeder genügenden freien Raum zum Eintragen der Antwort. Solche Fragebogen werden in genügender Anzahl an zuverlässige

Personen (Gemeindevorsteher, Pfarrer, Lehrer, Ärzte usw.) in den einzelnen betroffenen Orten versandt. Naturgemäß sind alle Beobachter darauf aufmerksam zu machen, daß sie in ihren Meldungen das unsicher Wahrgenommene oder von anderen Personen Gehörte ausdrücklich als solches bezeichnen.

Von derartigen Frageschemas sei hier zunächst dasjenige der Erdbebenkommission der Schweizerischen naturforschenden Gesellschaft[1]) mitgeteilt, welches die ausführlichsten Fragen enthält:

1. Schweizerisches Frageschema.

1. An welchem Tage und um wieviel Uhr (wenn möglich mit Angabe der Minuten und Sekunden) wurde das Erdbeben verspürt?
2. Wie geht die Uhr, an welcher die Beobachtung gemacht worden ist, im Vergleich mit der nächsten Telegraphenuhr?
3. Wir bitten um genaue Ortsangabe der Beobachtung (Kanton, Gemeinde, Lage in der Gemeinde, im Freien oder in Gebäuden, in welchen Stockwerken, in welcher Lage und bei welcher Beschäftigung des Beobachters wurden die Beobachtungen gemacht?).
4. Auf welcher Bodenart steht der Beobachtungsort (Fels, Schuttboden oder Torfboden usw.)?
5. Wieviel Stöße wurden verspürt und in welchen Zwischenräumen?
6. Welcher Art war die Bewegung? (Schlag von unten, kurzer Seitendruck oder langsames Schwanken, wellenförmig, bloßes Zittern usw. usw.? War sie im Falle mehrerer Stöße verschieden bei den verschiedenen Stößen? Womit war die Bewegung zu vergleichen? Wie wirkte sie auf den Beobachter?)
7. Von welcher Richtung her kam der Stoß, und in welcher Richtung schien sich die Bewegung fortzupflanzen?
8. Wie lange schienen die Stöße und wie lange das etwa nachfolgende Zittern zu dauern?
9. Welche Wirkungen übte die Erschütterung aus? (Besonders wertvoll ist genaue Richtungsangabe einer etwaigen Verschiebung von Möbeln, des Schwankens von Flüssigkeiten in Gefäßen oder von Hängelampen und dergleichen; wie sind die Wände gerichtet, an denen Pendeluhren zum Stillstehen gebracht worden sind, und wie diejenigen, an welchen die Bilder schwankten? Fernere Angaben über Umfallen von Gegenständen und dergleichen. Wenn sogar Risse in den Gebäuden entstanden sind, in welcher Richtung stehen dieselben, und wie stehen die zerrissenen Mauern? Nach welcher Seite sind Kamine gestürzt? Zuschlagen oder Aufspringen von Türen, Fenstern usw. und alle derartigen Beobachtungen bitten wir hier zu notieren.)
10. Wie unterschied sich dieses Erdbeben von anderen vom gleichen Beobachter schon wahrgenommenen?
11. Wurde ein Geräusch wahrgenommen, und welcher Art war dasselbe (bloßes Ächzen des Hausgebälkes oder unterirdisches Donnern, Klirren oder Rasseln usw., war es ein Knall oder anhaltendes Rollen usw.)?
12. Ging das Geräusch der Erschütterung voran, oder folgte es ihr nach, und wie lange dauerte dasselbe im Vergleich zu der Dauer und den Zwischenzeiten der Stöße?

[1]) A. Heim: „Die Erdbeben und deren Beobachtung". Zürich 1879.

13. Welche sonstigen Nebenerscheinungen wurden beobachtet? (Wie z. B. Benehmen von Tieren, Versiegen oder Trüben von Quellen, Waldrauschen, heftiger gleichzeitiger Windstoß, abnorme auffallende Witterungserscheinungen oder vieles andere mehr.)
14. Welche Beobachtungen wurden an Seen oder kleinen Wasserflächen gemacht?
15. Sind noch schwächere Erschütterungen vor- oder nachher beobachtet worden, und zu welcher Zeit?

Obiger Fragebogen ist jedoch infolge seiner Ausführlichkeit sowohl für den Beobachter, als auch für den Bearbeiter ziemlich unbequem. Infolgedessen schlägt A. Belar[1]) einen erheblich kürzeren vor, der sich als Doppelpostkarte versenden läßt; dem Beobachter bleibt dann anheimgestellt, weitere Einzelheiten in Briefform mitzuteilen. Derselbe hat folgenden Wortlaut:

2. Frageschema nach A. Belar.

1. Erderschütterung beobachtet in? Bezirk?
2. Tag? Monat? Jahr?.
3. Anfang der Bewegung um wieviel Uhr?
4. Dauer der Bewegung?
5. Grad der Genauigkeit der Zeitangabe?
6. Auf welche Weise wurde die Zeit (Orts- oder mitteleuropäische Zeit?) kontrolliert?
7. Wirkungen des Erdbebens?[2])
8. Wiederholungen des Bebens?
9. Charakter der Bewegung (wellenförmig oder aufrecht stoßartig)?
10. Richtung des ersten Stoßes? Der nachfolgenden?
11. Geräusch, Getöse, Donner?
12. Bodenart des Beobachtungsortes?
13. Erscheinungen auf Seen, Flüssen, Bächen, Quellen?
14. Temperaturveränderungen von Thermen?
15. Störungen an der Magnetnadel oder Telegraphenlinie?
16. Beobachtungen, die etwa an Apparaten gemacht wurden?
17. Name und Stand des Beobachters?

Noch größerer Kürze befleißigt sich die Kaiserl. Zentralstation für Erdbebenforschung zu Straßburg i. E. in den für ihren Geschäftsbezirk in Aussicht genommenen Fragepostkarten[3]).

---

[1]) Beilage zu Nr. 11/12 des I. Jahrganges der Monatsschrift „Die Erdbebenwarte"; Laibach 1902.

[2]) Hier ist anzuführen, ob das Beben von vielen oder wenigen Personen verspürt worden ist, von solchen, die in Ruhe oder in Bewegung waren; ob ein Zittern kleiner oder großer Gegenstände, von Türen, Türglocken, Schäden an Baulichkeiten — schwere oder leichte, in vielen oder wenigen Häusern, in gut oder schlecht konstruierten; teilweise oder allgemeine Zerstörung von Gebäuden; ob viele Menschenopfer zu beklagen sind oder nicht.

[3]) G. Gerland: „Über Verteilung, Einrichtung und Verbindung der Erdbebenstationen im Deutschen Reich". Im Heft VII, 1902 von Petermanns Geographischen Mitteilungen.

3. Deutsches Frageschema nach G. Gerland:

1. Ort, Datum des Erdbebens?
2. Um wieviel Uhr (Stunde, Minute, womöglich Sekunde)? Vormittag? Nachmittag?
3. Wo war der Beobachter? Im Freien? Zu Haus? In welchem Stockwerk?
4. Zahl, Dauer der Stöße? Richtung derselben?
5. Welche Wirkung hatte das Erdbeben?
6. Erdbebengeräusche?
7. Verhalten von Quellen, Brunnen usw.?
8. Sonstige Bemerkungen?
9. Adresse des Beobachters?

Für die Beobachtung der **Seebeben** hat E. Rudolph[1]) folgendes Frageschema aufgestellt:

4. Frageschema für Seebeben nach E. Rudolph:

1. Schiffsort zur Zeit des Seebebens: Welchen Kurs segelte das Schiff, und wieviel Seemeilen Fahrt machte es in der Stunde?
2. Aufenthalt des Beobachters: Wurde das Seebeben vom Beobachter unter Deck oder auf Deck verspürt?
3. Zeitpunkt des Seebebens: In welchem Augenblick wurde das Seebeben gefühlt?
4. Art der Bewegung: a) Bloßes Erzittern oder Erschütterung oder Stöße? b) War die Bewegung vertikal oder wellenförmig? c) Ging den Stößen eine zitternde Bewegung voran und folgte ihnen eine ebensolche nach? d) Womit läßt sich die Bewegung vergleichen, und welchen Eindruck machte sie auf den Beobachter?
5. Fortpflanzungsrichtung der Bewegung: Ging die Bewegung vom Bug zum Stern bzw. umgekehrt, oder ließ sich eine bestimmte Himmelsrichtung in der Fortpflanzung bemerken?
6. Intensität des Seebebens: Die Intensität ist in Graden der S. 156 wiedergegebenen Skala anzugeben?
7. Dauer des Seebebens: a) Welches war die Gesamtdauer der Erschütterung ohne das dieselbe etwa begleitende Geräusch? b) Ließen sich einzelne Phasen in der Erscheinung unterscheiden?
8. Schallerscheinungen: a) Wurde ein Geräusch vernommen, und womit ließ sich dasselbe vergleichen? b) Ging das Geräusch der Erscheinung voran, war es gleichzeitig mit derselben oder folgte es ihr nach?
9. Erscheinungen an der Meeresoberfläche: a) Welches war der Zustand des Meeres vor dem Seebeben (Seegang oder glatte See)? b) Blieb der Zustand derselbe oder traten Veränderungen während des Seebebens ein (Zunahme des Seeganges oder Beruhigung desselben)? c) Wurde eine einzelne besonders hohe Welle oder eine aufeinander folgende Reihe von solchen beobachtet (Höhe und Länge derselben)? d) Wurde bei glatter See der Meeresspiegel gehoben oder wallte derselbe auf wie bei kochendem Wasser?
10. Kompaß: Trat eine plötzliche Abweichung der Magnetnadel während des Seebebens ein?

---

[1]) E. Rudolph: „Über submarine Erdbeben und Eruptionen". Im II. Bande, S. 664 bis 666, von Gerlands „Beiträgen zur Geophysik"; Stuttgart 1895.

11. Meteorologische Verhältnisse: a) War die Temperatur des Seewassers nach dem Seebeben eine höhere als vor demselben? b) Wie hoch war der Luftdruck?
12. Ausdehnung des Seebebens: a) Waren andere Schiffe in der Nähe zur Zeit des Seebebens, eventuell in welcher Entfernung? b) Haben dieselben das Seebeben verspürt oder nicht?
13. Erd- und Seebeben: Liegt das Schiff in einem Hafen, so sind Erkundigungen vom Lande einzuziehen über a) Anfang, b) Intensität, c) Dauer des Erdbebens. Welcher Unterschied besteht in bezug auf diese drei Punkte zwischen dem Erd- und Seebeben?
14. Zustand des Meeres im Hafen bei einem Erd- und Seebeben: a) Wurde das Hafenwasser durch die Erschütterung in irgend einer Weise beeinflußt? b) Traten im Augenblicke der Erschütterung oder unmitelbar nach derselben Wellen am Strande auf, eventuell wie viele, wie hoch, in welchen Zeitintervallen? c) Trieb das Schiff vor Anker und waren Strömungen bemerkbar? d) Traten sogenannte Erdbebenfluten auf, eventuell wie lange Zeit nach dem Beginn des Erdbebens, wieviel Wellen, in welcher Höhe, in welchen Zwischenräumen?

II. Anordnung und Zusammenstellung des Beobachtungsmaterials.

Das in der vorbesprochenen Weise gesammelte Material bildet die eigentliche Grundlage für die weiteren Untersuchungen über Ursprung, Ursachen, Wirkungen und Elemente des Erdbebens. Als Erdbebenelemente werden die genaueren Angaben über Eintritt und Dauer der Erschütterung, Stärke, Richtung und Wirkung für jeden einzelnen Beobachtungsort, ferner die Fortpflanzungsgeschwindigkeiten bezeichnet. Zu diesem Zwecke leisten aber etwa außerdem noch vorhandene instrumentelle Aufzeichnungen naturgemäß ganz hervorragende Dienste, weil erst sie, wie wir weiterhin noch sehen werden, die Tätigkeit nach manchen Richtungen hin zu entfalten gestatten.

Um ein Bild der Erscheinungen des betreffenden Erdbebens entwerfen zu können, ist es vor allen Dingen erforderlich, das Beobachtungsmaterial systematisch und leicht übersichtlich anzuordnen. In welcher Weise dies etwa vorzunehmen ist, möge die Tabelle LVII, S. 262 u. 263, praktisch zeigen, welche aus der von K. Futterer[1]) gelegentlich des süddeutschen Erdbebens vom 22. Januar 1896 veröffentlichten zusammengestellt ist und typische Meldungen enthält; weiterer Erläuterungen bedarf dieselbe nicht, höchstens sei noch darauf aufmerksam gemacht, daß die Anordnung der Ortschaften nach alphabetischer Reihenfolge geschah. Der weitere Verlauf der Bearbeitung führt auch dazu, das Wahre vom Falschen bzw. das Sichere vom Unsicheren zu scheiden.

---

[1]) K. Futterer: „Das Erdbeben vom 22. Januar 1896 nach den aus Baden eingegangenen Berichten dargestellt". Im XII. Bande der Verhandlungen des Karlsruher Naturwissenschaftlichen Vereins; Karlsruhe 1896.



III. Erdbebenkarten.

Um einen klaren und leichten Überblick über das aus den mannigfachen Meldungen gewonnene lokale Beobachtungsmaterial und somit über die räumliche und zeitliche Ausbreitung eines Erdbebens, sowie seiner Wirkungsweise zu bekommen, bedient man sich der kartographischen[1]) Darstellungsmethode.

1. Unterlagekarte. Als solche nimmt man eine geographische Karte des in Betracht kommenden Geländes, welche, ohne damit überladen zu sein, die wichtigsten Geländeformen, wie Hauptgebirgszüge, Gewässer usw., enthält. Vorteilhaft ist ferner die geologischen, sowohl die petrographischen (entweder in Flächenkolorit oder in Schraffuren), als auch namentlich die tektonischen Verhältnisse, so die Richtung des Streichens durch ⟶, das Fallen der Gesteinsschichten, die Bruchlinien (bekannte ———, mutmaßliche - - - - - - -) usw. in großen Zügen anzudeuten; letzteres geschieht zweckmäßig in einem kleinen Nebenkärtchen.

2. Verteilung der Bebenstärke. In einer dergestalt vorbereiteten Karte merkt man nun zunächst diejenigen Ortschaften an, welche Meldungen über das Erdbeben, auch verneinende, geliefert haben, und zwar durch einfache (am besten farbige, z. B. blaue), leicht voneinander zu unterscheidende Zeichen[2]), welche die jeweils beobachtete Bebenstärke kenntlich machen, etwa wie folgt:

---

[1]) Bezüglich der ersten Anfänge seismisch-kartographischer Darstellung teilt S. Günther (im 3. Heft, Jahrgang I der Monatsschrift „Die Erdbebenwarte") mit, daß nicht, wie gewöhnlich angenommen wird, der Engländer R. Mallet im Jahre 1862 der Urheber dieser Methode ist, sondern daß Baratta („Il terremoto Garganico del 1627", im VII. Bande, S. 399 ff. des Bolletino della Società Geografica Italiana) eine bereits 1564 vom piemontesischen Kartographen Jacopo Gastaldo gezeichnete Karte zur Versinnbildlichung der Wirkungen des Nizzaer Erdbebens vom 20. Juli 1564 aufgefunden hat. Einen Fortschritt gegen diese erste primitive Bemühung stellt die, wenn auch noch immer vereinzelt dastehende seismische Intensitätskarte dar, welche ein gewisser Sarconi in der zweiten Hälfte des 18. Jahrhunderts für das große kalabrische Erdbeben des Jahres 1783 konstruierte. Auch L. v. Buch verdankt man eine solche Karte aus dem Jahre 1799. Aber, abgesehen von diesen gewiß bemerkenswerten Vorläufern, hat der Mathematiker P. N. C. Egen („Über das Erdbeben in den Rhein- und Niederlanden vom 23. Februar 1828", im 13. [89.] Bande, S. 153 ff. von Poggendorffs Annalen der Physik und Chemie) in den zwanziger Jahren des 19. Jahrhunderts die erste wirkliche Erdbebenkarte nach den heutigen Begriffen hergestellt; sie enthält isoseistische Flächen nach einer eigenen (der ersten!) fünfteiligen empirischen Intensitätsskala, ferner Pfeile zur Bezeichnung der Stoßrichtung und schließlich mehrere Herdlinien, die er als „Hauptstrahlen" bezeichnet.

[2]) In der Seismologie hat man leider noch nicht, wie in der Meteorologie, international vereinbarte (konventionelle) Zeichen, welche auch einem Andersredenden ohne weiteres das Verständnis vermitteln.

Tab. LVII. Vergleichende Zusammenstellung der Berichte über das süddeutsche Erdbeben vom 22. Januar 1896.

Ort (Nummer des Berichtes und Berichterstatter)	Eintrittszeit	Art des Bebens (Anzahl der Stöße)	Dauer	Art der Bewegung und Schallerscheinungen	Wirkungen	Bewegungsrichtung	Stärkegrad nach Forel	Bemerkungen
3. Aichen (Nr. 74, Wurflein, Lehrer)	12h 48′ 34″ (Postzeit) 12h 49′ 1h 48′ 2h 48′	Zwei Stöße im Zwischenraum von 10″ bis 15″. Sollen noch Erschütterungen bemerkt worden sein.	Je 10″ bis 15″ (jeder Stoß und Zittern 10″ bis 15″	Wellenförmige Bewegung. War 12h 49′ schwächer. Geräusch eines Eisenbahnzuges. Langanhaltendes dumpfes, donnerartiges Rollen wie starker Sprengschuß und Nachhall. Geräusch und Erschütterung gleichzeitig, aber das Geräusch dauerte länger.	Stehlampe wackelte, die Milchglocke schlug auf den Ring. Eine Stehnachtlampe bewegte sich längere Zeit von NO—SW. Bilder schlugen an die N—S gehenden Wände auf. Türen und Fenster klirrten, Kästen schwankten auch.	NO—SW	V.	Das Haus steht auf Kalkstein. Das Erdbeben war stärker als frühere.
28. Blauen (Nr. 139, Freiburger Zeitung, 25. Jan. 1896, Nr. 20)	—	Von dem Erdbeben wurde nichts wahrgenommen.	—	—	—	—	—	
32. Bonndorf (Nr. 89, Straßeninspektion)	zwischen 12h 45′ bis 12h 50′	Ein oder mehrere Stöße in kurzen Zwischenräumen.	4″ bis 10″	Das Erdbeben war begleitet nach allen Beobachtern von einem Getöse, ähnlich dem Geräusch eines fahrenden schweren Lastwagens.	Die Fenster klirrten, Möbel und Bilder bewegten sich, die Leute wachten auf.	N—S oder SW—NO (nach den meisten und zuverlässigsten Angaben im Bezirke)	V.	Das Erdbeben wurde allerorts im Bezirke wahrgenommen.
(Nr. 151, Herr Vogt)	12h 50′ 2″ (Zeit: genaue Postzeit)	—	5″	Zuerst Rauschen oder Rollen, dann ein kräftiger Stoß und wieder Rauschen. Das Geräusch vor und nach dem Stoß war doppelt so lang als dieser.	Die Bewegung bestand in Schwanken und Zittern und wirkte auf den Beobachter gewitterartig. Die Bettstelle schwankte, in anderen Häusern fielen Vogelkäfige von der Decke herunter.	W—O	V.	Beobachtet im Bette in einem Haus an einem Hügel. Das Haus steht auf Fels.
35. Breitnau (Nr. 116, Straßenmeister Berger)	 12h 50′ 1h	Es sollen vier verschiedene Stöße wahrgenommen worden sein. Ein starker Stoß. Zweiter schwächerer Stoß.	 15″ 5″	Mit Getöse wie ferner Donner etwa 15″. Der erste Stoß soll nach oben erfolgt sein, ihm folgte eine heftige Erschütterung.	Beobachter glaubte, das Dach eines benachbarten Gebäudes sei eingestürzt. Ein anderer meinte, es seien Garben auf dem Speicher umgefallen.	N—SO	—	Der Ort soll zu den stärker betroffenen des Bezirkes gehören.

	1h 50′	Dritter, wieder stärkerer Stoß.	—					
	2h 30′	Vierter schwacher Stoß.	—					
42. Bühl (Nr. 106, Straßenbauinspektion)	—	Keine bestimmten Angaben.	—	—	—	—	III.	Die Leute erinnerten sich erst nachträglich, etwas gehört zu haben.
73. Eschbach (Nr. 116, Straßenmeister Berger)	—	Das Erdbeben wurde wahrgenommen.	—	—	—	—	unbestimmt.	Keine näheren Nachrichten.
78. Falkau (Nr. 236, Postagentur)	12h 45′ 1h 35′ 2h 2h 25′ 2h 30′ 2h 50′	Sechs Stöße, deren erster und letzter stark, die anderen vier Stöße wie ein dumpfer Knall.	5″ bis 6″ 2″ „ 3″ 2″ „ 3″ 2″ „ 3″ — 5″ „ 6″	—	—	S—W (!) (wohl SO—NW)	—	—
164. Lenzkirch (Nr. 88, Straßenmeister Huber)	12h 45′ bis 12h 50′ und 2h bis 2h 5′ (mitteleuropäische Zeit)	Heftiges Erschüttern.	1½″ bis 2½″	Mit starkem, donnerartigem Rollen, beim Nähern desselben helleres Getöse. Kurze Zeit nach der Erschütterung schwaches Rollen ohne Bewegung, dazwischen aber Pause.	Durch das Getöse wurden die Leute geweckt, Fenster klirrten, Balken krachten, das Vieh brüllte; Gegenstände kamen ins Schaukeln.	Richtung ganz verschieden angegeben; am meisten W—O, aber auch O—W und NO—SW	VI.	Sehr guter Bericht, besonders gute Zeitangaben! Die Zeit ist als richtig anzunehmen!
	2h 3′	Weiteres donnerartiges Rollen mit starkem Stoß.	1½″					
	2h 30′	Donnerndes Geräusch ohne Bewegung.	—					
	2h 33′ 2h 59′ 6h 48′ 6h 53′	Geräusch wie dumpfes Rollen eines fernen Gewitters.	—					
195. Neustadt (Nr. 72, Bezirksforstei)	12h 46′ (Bahnzeit)	Zwei rasch sich folgende Stöße.	Geräusch und Zittern etwa 4″; jeder Stoß nur 1″.	Zwei Schläge von SW her. Vor und mit den Schlägen donnerähnliches Geräusch.	Starkes Zittern, schien gegen Schluß mehr von unten auszugehen. Gläser im Schranke klirrten, Regulator wurde verschoben um 6 cm, so daß er stehen blieb.	SW—NO	V.	Gebäude auf Kiesboden. Raben und Krähen schrieen.
	etwa 2h	Schwächerer Stoß.						
	etwa 3h	Wieder zwei stärkere.						
	7h	Wieder einen schwächeren Stoß wollen Leute verspürt haben.						
222. Offenburg (Nr. 161, Postamt)	12h 44′	Zwei Stöße.	3″ bis 4″	Dem ersten Stoß ging ein donnerartiges Rollen voran.	—	NO—SO (!)	—	Das Bahnpersonal will am Bahnhof drei heftige Blitzschläge in der Richtung von W—O wahrgenommen haben.

-○- = keine Erschütterung	● = VII. Stärkegrad
○ = II. bis III. Stärkegrad	/ = VIII. „
⊙ = IV. Stärkegrad	▲ = IX. „
⊕ = V. „	■ = X. „
● = VI. „	✶ = Epizentrum.

Sodann führt man um die Gruppen der Orte gleicher Bebenstärke als äußere Begrenzungslinie eine in sich zurücklaufende (geschlossene) Kurve (vgl. Fig. 24 und 97) herum, eine sogenannte „Isoseiste“; unter Umständen wird man zweckmäßig jedesmal zwei oder mehrere Stärkegrade zusammenfassen. Hierbei liefern die orographischen und geologischen bzw. tektonischen Eintragungen weitere wertvolle, wenn nicht ausschlaggebende Stützpunkte [1]) für die Einzelheiten (örtliche Ausbauchungen usw.) des Kurvenverlaufes. Zur weiteren Verdeutlichung stellt man entweder jede Isoseiste durch eine den übrigen gegenüber verschiedenartig unterbrochene Linie dar, oder aber, noch besser, man legt die Flächen gleicher Bebenstärke mit einem folgeweise in der Helligkeit abgestuften Farbenton (etwa braun) bzw. Schraffurensystem an, derart, daß das Gebiet größter Bebenstärke, das „pleistoseistische“ Gebiet, am dunkelsten, dasjenige der geringsten Stärke am hellsten gehalten ist.

Hat das Beben ein sehr großes Gebiet noch eben merklicher Erschütterung, so stellt man, um die Karte nicht zu umfangreich werden zu lassen, auf der Hauptkarte nur die Gegend stärkerer und stärkster Erschütterung in genügend großem Maßstabe dar, welche ja auch das hauptsächlichste Interesse bietet; die äußerste Grenze der körperlich fühlbaren Erschütterung deutet man hingegen auf einem kleinen Nebenkärtchen an.

Bei den Orten die jedesmal beobachtete Stoßrichtung durch Pfeile anzugeben, wie es in vielen früheren Abhandlungen zu finden ist, hat nach den Ausführungen auf S. 209 nur wenig praktischen Wert und unterbleibt deshalb besser gänzlich.

Auf diese Weise wird man in den Stand gesetzt, die örtliche Verteilung, die allmähliche Abnahme der Bebenstärke und die dabei bestimmend in Betracht kommenden Einflüsse der Bodenbeschaffenheit und -gestalt genauer zu verfolgen. Beispielsweise erkennt man als wahre Ursache für die auf den ersten Blick auffällig erscheinende negative Bebenmeldungen einer Ortschaft inmitten eines sonst lebhaft erschütterten Gebietes, daß es dort infolge der Beschaffenheit des den Untergrund bildenden Gesteinsmaterials zur Bildung einer Erdbebeninsel gekommen war;

[1]) Höchst lehrreich und beachtenswert sind in dieser Hinsicht die Überlegungen, welche J. Knett in seiner Untersuchung: „Das Erdbeben am böhmischen Pfahl, 26. November 1902“ (Nr. XVIII der neuen Folge der Mitteilungen der Erdbebenkommission der Kaiserl. Akademie der Wissenschaften, Wien 1903) zu gewissen Ausbauchungen in den Kurvenzügen führten, wobei für ihn Erwägungen der oben angedeuteten Art ausschlaggebend waren.

an einer anderen Stelle hat vielleicht eine quer zur Fortpflanzungsrichtung des Erdbebens verlaufende größere Dislokation der Bebenverbreitung ein vorzeitiges, räumlich jedoch durch die Länge der Spalte begrenztes Ende bereitet, u. a. m.

3. Verteilung der Bebenzeiten. Stehen gesicherte (vgl. unten) Zeitangaben über den Eintritt des Erdbebens bzw. identischer Einzelerschütterungen des Bodens von einer genügenden Anzahl Beobachtungsorte zur Verfügung, so wird man zur Konstruktion der „Homoseisten", d. h. der Verbindungslinien der Orte gleicher Bebenzeit schreiten.

Zu diesem Zwecke schreibt man neben die Beobachtungsorte die Bebenzeiten in Minuten und Sekunden (die Stunden wird man meist als überflüssig weglassen). Dann zieht man die Kurven, vgl. Fig. 24, in gleichen Zeitabständen, am besten von Minute zu Minute; dabei sind die von E. Harboe aufgestellten Gesichtspunkte zu berücksichtigen, welche auf S. 72 und 269 ff. erörtert sind. Diejenigen Homoseisten, welche nicht durch Beobachtungsorte selbst gehen, sondern aus benachbarten, als Stützpunkte dienenden, in ihrem Verlaufe abgeleitet (interpoliert) wurden, macht man vorteilhaft durch geeignet unterbrochene Linien kenntlich. Es braucht wohl nicht erst besonders hervorgehoben zu werden, daß die Homoseisten sich auf den ersten Blick zeichnerisch von den Isoseisten unterscheiden müssen.

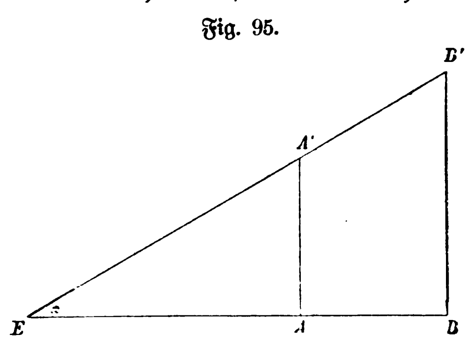
IV. Bestimmung der Stoßzeiten.

1. Allgemeines. Die Zeitbestimmungen gehören anerkanntermaßen mit zum schwierigsten Teile einer Erdbebenuntersuchung, indem Abweichungen von der Wahrheit bis auf einige Minuten vorkommen. Selbst die Feststellung des Stoßmomentes an Telegraphenämtern oder auf Bahnhöfen ist meist ungenau, weil nicht die genügende Sorgfalt auf die Einstellung der Uhr auf das amtliche Zeitsignal verwendet wurde. Noch größer wird die Ungenauigkeit, wenn es sich um gewöhnliche Haus- oder Taschenuhren handelt, und auch der spätere Vergleich der Taschenuhr mit einer Normaluhr liefert infolge der unkontrollierbaren Gangänderungen nur mangelhafte Ergebnisse.

Nicht viel besser ist man für gewöhnlich selbst dann gestellt, wenn man sogar über instrumentelle Bebenregistrierungen verfügt; denn bereits S. 230 wurde gezeigt, mit welchen Schwierigkeiten man beim Vergleiche von verschiedenen Orts registrierten Zeiten zu rechnen hat. Jedoch hat neuerdings A. Faidiga eine neue Methode ersonnen und erstmalig angewandt, welche diese Schwierigkeiten erfolgreich aus dem Wege zu räumen scheint. Aus diesem Grunde verdient sie volle Beachtung und anderweitige Prüfung auf ihre Brauchbarkeit, weshalb sie hier mitgeteilt werden soll:

2. Methode der Zeitdistanzwinkel. A. Faidiga[1]) machte den Versuch, die an verschiedenen Orten aus Seismogrammen erhaltenen Daten auf dieselbe Grundlage zu bringen. Hierbei ging er vorläufig von der Annahme aus, die in Wirklichkeit bekanntlich nicht zutrifft, daß die Oberflächengeschwindigkeit der Erdbebenwellen sich vom Epizentrum aus gleichförmig fortpflanze; späterhin bewies er dann auch noch (vgl. S. 275), daß diese Methode für die tatsächlich stattfindende veränderliche Oberflächengeschwindigkeit ihre Gültigkeit behält. Dann folgerte er: „Unter dieser Annahme, daß also in gleichen Zeiten gleiche Wege zurückgelegt werden, tragen wir auf eine horizontale Linie (Fig. 95) EA vom Epizentrum E aus die Entfernung derselben vom Beobachtungsorte A auf, markieren auf der hier errichteten Senkrechten die Differenz der Zeit, die zwischen dem Eintritte der Bewegung in E und der Wahrnehmung in A verstrichen ist, und verbinden A' mit E, so bildet $\overline{A'E}$ mit $\overline{EA}$ einen Winkel α, der als „Zeitdistanzwinkel" bezeichnet werden soll, weil er eine Funktion der Zeit und Entfernung ist. Bei Übereinstimmung der Aufzeichnungen muß für einen zweiten Ort B in der Entfernung EB die Zeitdifferenz bezüglich E gleich BB' sein, d. h. es muß B' in der Verlängerung von $\overline{EA'}$ liegen, oder mit anderen Worten, es müssen übereinstimmende Aufzeichnungen an verschiedenen Orten gleiche Zeitdistanzwinkel haben. Nachdem aber die Zeit in E eben gesucht wird, so kann der horizontalen Linie $\overline{EB}$ vorläufig ein beliebiger Basiswert gegeben werden, welcher aber tiefer sein muß als die tiefsten instrumentellen Zeitangaben. Wenn also für jeden Beobachtungsort die Entfernung vom Epizentrum aus berechnet und für jede Phase der seismischen Aufzeichnungen der Zeitdistanzwinkel bestimmt wird, so erhalten wir für jedes Instrument und für jede Phase Werte, welche bei näherungsweiser Gleichheit mit anderen entsprechenden verglichen werden können". Um die Winkeldifferenzen besser zum Ausdrucke zu bringen, verhundertfacht man zweckmäßig die Zeitordinaten im Verhältnis zu den Entfernungsabszissen.

Fig. 95.



Durch diese Methode der Bestimmung des Zeitdistanzwinkels ist man in die Lage versetzt, die brauchbaren von den unbrauchbaren

[1]) A. Faidiga: „Das Erdbeben von Sinj am 2. Juli 1898". Nr. XVII der neuen Folge der Mitteilungen der Erdbebenkommission der Kaiserl. Akademie der Wissenschaften; Wien 1903.

Zeitangaben zu sondern, sowie bei instrumentellen Zeitangaben diejenigen der wirklich zusammengehörigen gleichen Phasen zu ermitteln.

3. **Stoßzeit im Epizentrum.** Ferner wird uns so ein einfaches Mittel an die Hand gegeben, die Zeit für den Anfang des Erdbebens im Epizentrum zu bestimmen. Sie zu kennen ist von der größten Wichtigkeit, weil sie der Ausgangspunkt mannigfacher weiterhin noch zu besprechender Untersuchungen ist.

Geht man von nur einem Beobachtungsorte aus, so erhält man sie nach der Gleichung:

$$x = Z - \frac{D}{v},$$

in welcher Z die Stoßzeit am Beobachtungsorte, D die Entfernung des letzteren vom Epizentrum, v die Oberflächengeschwindigkeit und x die gesuchte Stoßzeit am Epizentrum bedeutet. Es liegt aber ganz in der Natur der Sache, daß ein solches Ergebnis mit mancherlei Unsicherheiten behaftet ist. Infolgedessen ist es tunlich, diese Bestimmung für mehrere Orte vorzunehmen, von welchen möglichst sichere Angaben, besonders über die jeweils zugehörige (also von anderen Orten verschiedene) Oberflächengeschwindigkeit, zur Verfügung stehen; man wird dann schon aus dem Grade der Übereinstimmung Anhaltspunkte dafür gewinnen, welchem Werte die größte Wahrscheinlichkeit zukommt.

Bezüglich der sonst auch häufig angewandten Formel

$$x = \frac{Zd - zD}{d - D}$$

ist zu bemerken, daß sie in höherem Grade unsicher ist, trotzdem sie sich auf zwei Beobachtungsorte D und d und die zugehörigen Zeiten Z und z des Bebenanfanges stützt; der Grund liegt darin, daß die Fortpflanzungsgeschwindigkeit als konstant angenommen ist, was bekanntlich in Wirklichkeit nicht zutrifft.

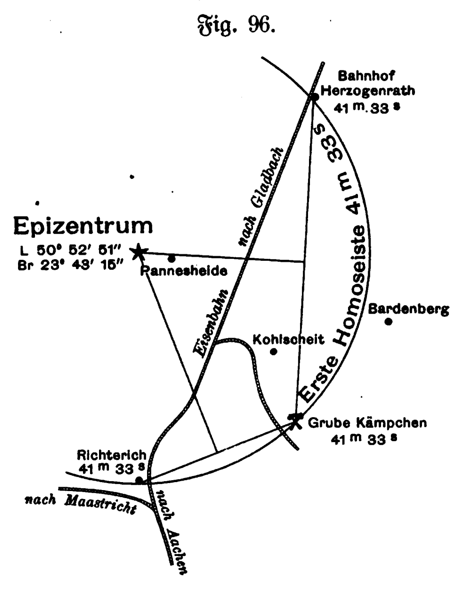
V. Bestimmung der Lage des Epizentrums.

Es ist naturgemäß von großer Wichtigkeit, die Lage des Epizentrums zu kennen, weil hierdurch, wie wir noch sehen werden, die Grundlage für eine Reihe von weiteren Untersuchungen über das Wesen des betreffenden Erdbebens gegeben ist. Nachstehend seien die bei Nahbeben in Betracht kommenden Methoden kurz erläutert.

1. **Graphische Methode.** Am ältesten, weil nicht auf instrumentelle Hilfsmittel angewiesen, ist die zeichnerische Bestimmung der Epizentra mittels Homoseistenkarten; ihr haften jedoch mancherlei Ungenauigkeiten an. Naturgemäß ist sie auch verschieden, je nachdem das zu untersuchende Erdbeben ein völlig oder doch wenigstens fast zentrales oder aber ein lineares ist.

a) Für zentrale Erdbeben. In diesem Falle werden alle gleichzeitig erschütterten Orte auch gleich weit vom oberflächlichen Ausgangspunkte der Bewegung, dem gesuchten Epizentrum, entfernt liegen, d. h. man erhält wenigstens nahezu kreisförmige Homoseisten. Nun verbindet man zum mindesten drei Orte eines solchen angenäherten Kreises durch gerade Linien, halbiert diese Sehnen und errichtet in den Halbierungspunkten je eine Senkrechte; dann liegt der Mittelpunkt oder doch die Gegend des Mittelpunktes, hier also des Epizentrums, dort wo eine Anzahl solcher Senkrechten sich schneidet. In Wirklichkeit aber sind die Homoseisten keine Kreise, und zwar werden die Abweichungen um so größer werden, je weiter die Homoseisten vom Mittelpunkte abliegen. Man wendet daher die vorbeschriebene Methode auf die dem Epizentrum zunächst gelegene Homoseiste möglichst häufig an. Die verschiedenen normalen Halbierungslote, welche sich für n Sehnen ziehen lassen, werden sich dann nicht in einem Punkte, sondern in $\frac{1}{2} n (n - 1)$ Punkten durchschneiden. Allein diese Schnittpunkte werden sich wahrscheinlich nur über einen sehr kleinen Flächenraum verteilen, und es läßt sich dann leicht ein Punkt ausfindig machen, welchem in diesem Gebiete eine zentrale Stellung zukommt, und welcher dann mit noch besserem Rechte als das Epizentrum angesehen werden kann.

Fig. 96.



Graphische Bestimmung eines Epizentrums nach A. v. Lasaulx.

Beispiel. Aus Fig. 96 ist die Methode der Lagebestimmung des Epizentrums des S. 71 erwähnten Herzogenrather Erdbebens vom 22. Oktober 1873 ersichtlich, wie sie A. v. Lasaulx[1]) vorgenommen hat. Die erste Homoseiste wird gestützt durch die drei nahe beieinander gelegenen Orte Richterich, Grube Kämpchen und Bahnhof Herzogenrath, welche alle übereinstimmend die Zeitangabe von 9 Uhr 41 Minuten 33 Sekunden (bezogen auf Aachener Bahnzeit) machen. Das Epizentrum * wurde in unmittelbarer Nähe des Dorfes Pannesheide unter 23° 43′ 15″ n. Br. und 50° 52′ 51″ ö. L. gefunden.

[1]) A. v. Lasaulx: „Das Erdbeben von Herzogenrath am 22. Oktober 1873“. Ein Beitrag zur exakten Geologie“. Mit 1 Karte und 3 Tafeln. Bonn 1874.

b) Für lineare Erdbeben (nach E. Harboe). Das Aufsuchen der Herdlinien eines Erdbebens nach der von E. Harboe[1]) begründeten Methode stützt sich auf die Zeitangaben[2]) für den Anfang der Erschütterung an jedem Orte. Dabei benutzt man auch die zu frühen und sonst abweichenden, wenn sie nur nach den Begleitumständen als zuverlässig angesehen werden dürfen; welche von diesen nachträglich eventuell doch als falsche auszuscheiden sind, muß erst der weitere Verlauf der Bearbeitung ergeben. Zunächst zieht man auf einer geographischen Karte des betreffenden Schüttergebietes die Homoseisten von gleichen Zeitintervallen, für deren geeignetste Größe die Zeitangaben derjenigen Orte Anhaltspunkte gewähren, welche die größte Nähe am Ausgangsorte des Bebens vermuten lassen. Man wird dann finden, daß stellenweise Kurven der gleichen Zeit mehr oder weniger einander parallel verlaufen, infolgedessen die Abstufung der Homoseisten von beiden Seiten einer schmalen Fläche der niedrigsten Zeitangaben aus erfolgt; innerhalb dieser Fläche ist die „Herdlinie“ zu suchen. Am einfachsten liegen natürlich die Verhältnisse dann, wenn infolge genügend weiten Abstandes der Wirkungskreis der einen Herdlinie nicht in den einer anderen hinübergreift, wie dies das nachstehende Beispiel zeigt.

Beispiel. Für das japanische Erdbeben zu Kumamoto am 28. Juli 1889 nachmittags kann man sich wahrscheinlich nur auf folgende Zeitangaben[3]) verlassen: 1. Kumamato, $11^h 40^m 0^s$. — 2. Fukuoka-ken, Regierungsgebäude, $11^h 45^m 0^s$. — 3. Akamagaseki, meteorologische Station, $11^h 45^m 0^s$. — 4. Hiroshima, meteorologische Station, $11^h 39^m 40^s$. — 5. Kagoshima, meteorologische Station, $11^h 43^m 20^s$. — 6. Miyasaki, meteorologische Station, $11^h 39^m 32^s$. — 7. Nagasaki, meteorologische Station, $11^h 45^m 0^s$. — 8. Oita, meteorologische Station, $11^h 40^m 0^s$. Diese Zeitangaben führen zu den in Fig. 97 durch eine unterbrochene Linie dargestellten Homoseisten von $11^h 40^m 0^s$ und $11^h 45^m 0^s$, sowie zu der in derselben Figur mit einer voll ausgezogenen Kurve gekennzeichneten Herdlinie.

Liegen aber die Herdlinien nahe zusammengedrängt, so können mehrere Stöße an demselben Orte, jeder zu seiner Zeit und von seiner Herdlinie aus, entstehen. Daß dadurch mannigfache Komplikationen

---

[1]) E. G. Harboe: „Erdbebenherdlinien“. Im V. Bande von Gerlands „Beiträgen zur Geophysik“, S. 206 bis 236; Leipzig 1903.

[2]) Gegen die Benutzung der eigentümlichen Formen der Isoseismen zur Konstruktion der Herdlinien ist einzuwenden: 1. die große Unsicherheit, die wegen der sehr großen Schwierigkeiten beim Einzeichnen der Isoseismen den Erdbebenkarten anhaften; 2. der noch sehr wenig bekannte Unterschied, den die Bodenbeschaffenheit bei derselben Energie der Erdbebenwellen in der Intensität der Erschütterung hervorrufen kann; 3. Mangel an hinreichender Kenntnis der Art und Weise, wie die Erschütterungen miteinander interferieren können.

[3]) Mitgeteilt im XV. Bande, 1890, der „Transactions of the Seismological Society of Japan“.

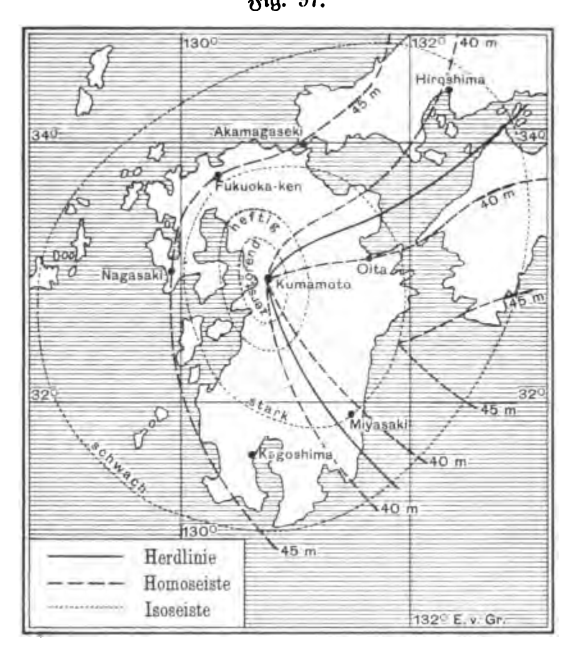


eintreten, für deren Lösung[1]) sich kein allgemein gültiges Schema aufstellen läßt, ist klar; jedoch vermögen für eine solche Bearbeitung die nachstehend mitgeteilten Ergebnisse aus diesbezüglichen Untersuchungen E. Harboes immerhin einige Anhaltspunkte zu gewähren:

1. Die Herdlinien zeigen in ihrem Verlaufe eine ausgesprochene Abhängigkeit von den Geländeformen.

2. Entsteht das Erdbeben gleichzeitig auf der ganzen Länge einer Herdlinie, dann werden die Homoseisten parallel der Herdlinie laufen,

Fig. 97.



Das Erdbeben zu Kumamoto am 28. Juli 1889. Nach E. Harboe.

sonst aber werden sie mit derselben auf der Seite konvergieren, auf welcher das Auftreten des Erdbebens sich allmählich verspätet.

3. Ist die Geschwindigkeit der Ausdehnung oder Fortpflanzung der Erdbebenenergie längs der Herdlinie größer als die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der seitwärts von der Herdlinie ausgehenden Erschütterungen, so werden die Zeitkurven die Herdlinie unter einem schiefen Winkel schneiden.

[1]) Hierfür ist das Studium namentlich desjenigen Teiles der vorzitierten Untersuchung E. Harboes zu empfehlen, in welchem die Aufsuchung der Herdlinien des Charlestoner Erdbebens vom 31. August 1886 und des indischen Erdbebens vom 12. Juni 1897 an Hand des zahlenmäßigen Beobachtungsmaterials bis ins einzelne durchgeführt wird.



4. Ist dagegen die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Erdbebenenergie längs der Herdlinie gleich oder kleiner als die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Erschütterung seitwärts derselben, so bilden die

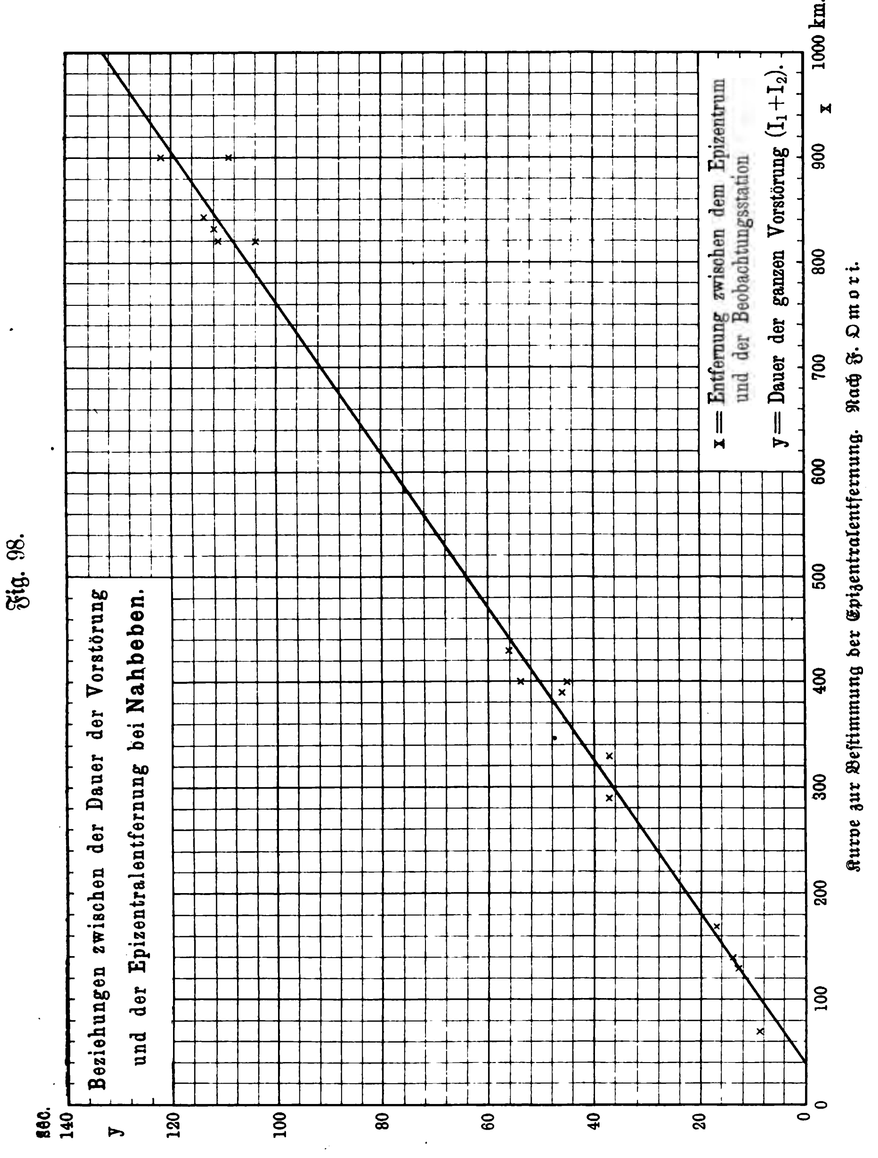


Fig. 98.

Kurve zur Bestimmung der Epizentralentfernung. Nach F. Omori.

Zeitkurven auf der einen Seite der Herdlinie mit den entsprechenden auf der anderen Seite derselben Kreisbögen, deren Zentrum in der Herdlinie liegt.

2. **Instrumentelle Methode** (nach F. Omori). Weit genauere Werte liefern instrumentelle Beobachtungen von Erdbeben, welche aber zum mindesten von drei Orten vorliegen müssen. Die von F. Omori[1]) entwickelte Methode beruht auf der Tatsache, daß die Länge der Vorstörung (vgl. S. 162 und 181) eines Erdbebendiagramms zu der Epizentralentfernung[2]) des jeweiligen Beobachtungsortes in einem bestimmten Verhältnisse steht.

Bedeutet x den Abstand (in Kilometern) des Epizentrums vom Beobachtungsorte, y die Dauer (in Sekunden) der gesamten Vorstörung, dann läßt sich die empirische Gleichung[3]) aufstellen:

$$x^{km} = 7{,}27\ y^{sec} + 38^{km},$$

Tabelle LVIII. Verhalten der Vorstörung zur Epizentralentfernung bei Nahbeben.

Erdbeben Nr.[4])	Dauer der gesamten Vorstörung y	Wirkliches x	Berechnetes x
4	9 Sek.	70 km	102 km
2	14	140	140
6	17	170	162
9	17	170	162
1	37	288	307
17	37	330	307
7	45	400	365
8	54	400	431
5	56	430	445
15	111	821	846
14	104	820	793
11	112	833	852
16	114	844	867
12	46	390	373
13	13	130	133
3	109	900	830
10	122	900	926
Mittel	63 Sek.	498 km	496 km

[1]) F. Omori: „Horizontal Pendulum Observations of Earthquakes at Hitotsubashi (Tokyo) 1900". S. 88 bis 93 von Nr. 13 der Publications of the Earthquake Investigation Committee in Foreign Languages; Tokyo 1903.

[2]) Auch bei linearen Erdbeben kann man in gewisser Hinsicht von einem eigentlichen Epizentrum reden; denn die Bodenbewegung wird an einer eng begrenzten Stelle einer Bruchspalte jedenfalls zuerst ausgelöst, pflanzt sich dann aber in der Richtung der Spalte nach beiden Seiten hin viel schneller fort als senkrecht zu derselben.

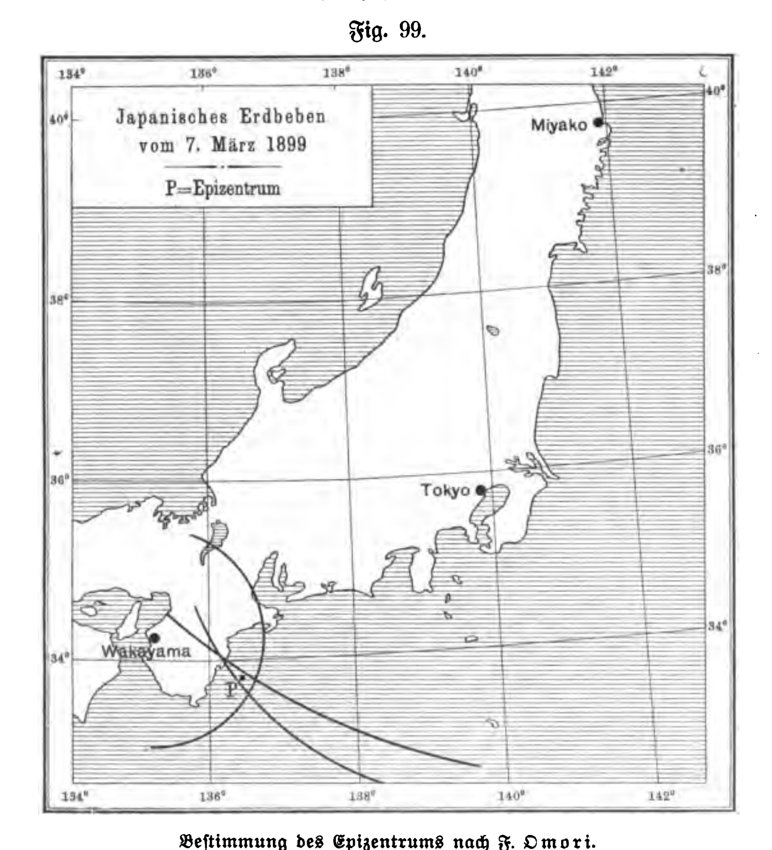
[3]) Hierbei wird die Herdtiefe vernachlässigt, was aber keinen praktisch in Betracht kommenden Fehler bedingt.

[4]) Bezüglich des Ursprungs und Datums dieser Beben vgl. die Liste Omoris, Tab. XXX, S. 89 der vorzitierten Abhandlung.

welche nicht nur für **Nahbeben**, sondern auch für alle Epizentralentfernungen unterhalb 1000 km Gültigkeit besitzt; Fig. 98 gestattet, den zu jedem y gehörigen Wert von x direkt ohne weitere Berechnung zu entnehmen. Wie groß die Genauigkeit dieser Bestimmungsweise der Epizentralentfernung ist, erhellt aus nebenstehender Tabelle LVIII:

Hat man derart für die in Betracht kommenden Beobachtungsstationen die Epizentralentfernungen bestimmt, so beschreibt man in einer geographischen Karte, vgl. Fig. 99, um die Stationen als Mittelpunkt je einen Kreis mit dem Radius des zugehörigen x; diese Kreise schneiden sich dann nahe einem Punkte P, welcher das gesuchte Epizentrum bildet.

Fig. 99.



Bestimmung des Epizentrums nach F. Omori.

Beispiel: Die hier als Beispiel herangezogene Fig. 99 führt die Bestimmung des Epizentrums des japanischen Erdbebens vom 7. März 1899 vor Augen, welches in Osaka Gebäudeschäden, sowie in den Provinzen Kii und Yamato mehreren Orts Bergstürze verursachte. Die instrumentellen Messungen an drei Stationen lieferten folgende Werte:

Tabelle LIX. Messungsergebnisse des japanischen Erdbebens vom 7. März 1899.

Station	Dauer der ganzen Vorstörung y Sekunden	Daraus berechnete Epizentralentfernung x km
Wakayama	$13^1/_2$	136
Tokyo	47	380
Miyako	104	794

Daraus ergab sich, daß das Epizentrum P im Meere nahe der Küste von Kii gelegen war.

VI. Berechnung der Fortpflanzungsgeschwindigkeit [1]).

Wie bereits im ersten Abschnitte erörtert wurde, hat man praktisch hauptsächlich zwischen zweierlei Geschwindigkeiten der Fortpflanzung zu unterscheiden, nämlich zwischen der wahren Geschwindigkeit c und der scheinbaren Geschwindigkeit v; beide sind sowohl bezüglich ihrer Natur, als auch ihrer Größe voneinander verschieden.

1. Wahre Geschwindigkeit. Bezeichnen u_1 und u_2 die sphärischen Entfernungen zweier Beobachtungsorte vom Epizentrum, t_1 und t_2 die entsprechenden Zeiten des Eintreffens der Bebenwellen, dann erhält man die wahre Geschwindigkeit nach der Formel:

$$c = \sqrt{\frac{u_1^2 - u_2^2}{t_1^2 - t_2^2}}.$$

2. Scheinbare Geschwindigkeit. Es seien D und d die Entfernungen zweier Orte vom Epizentrum, Z und z die entsprechenden Zeitangaben, dann ist bei naher Übereinstimmung des hundertfach vergrößerten Zeitdistanzwinkels α die scheinbare Oberflächengeschwindigkeit zwischen beiden Orten:

$$v = \frac{D - d}{Z - z}.$$

1) W. Schlüter glaubt in seiner Untersuchung: „Schwingungsart und Weg der Erdbebenwellen. II. Teil. Translationsschwingungen“ (im V. Bande, S. 452 bis 453, von Gerlands „Beiträgen zur Geophysik“), eine Methode gefunden zu haben, um aus der Registrierung der Vertikalkomponente mittels seines abgeänderten Klinographen die Fortpflanzungsgeschwindigkeit an jedem beliebigen Orte der Erdoberfläche unabhängig von Beobachtungen an anderen Orten zu bestimmen. Dies wäre natürlich praktisch von weittragendster Bedeutung. Da aber die anderweitige Bestätigung durch längere Beobachtungsreihen noch nicht vorliegt, so muß ich mich hier auf diese bloße Andeutung beschränken.

Rechnet man die Oberflächengeschwindigkeit vom Epizentrum aus, so ergibt sich bei einfachem Zeitdistanzwinkel:

$$v = \frac{D}{Z} = cotg\,\alpha,$$

oder aber bei hundertfach vergrößertem Zeitdistanzwinkel:

$$v = 100 \,.\, cotg\,\alpha.$$

VII. Konstruktion des Hodographen.

Den A. Schmidtschen Hodographen hat G. Gerland auf dem 12. Geographentage in Jena mit Recht für das System internationaler Erdbebenforschung empfohlen.

Die Grundlage für die Konstruktion bilden die Zeitangaben der plötzlichen Zunahme der Bewegung und nicht etwa des Beginnes oder des ersten Maximums. Man entwirft ein rechtwinkeliges Koordinatensystem, in welchem die Abszissen die Entfernungen in Kilometern, die Ordinaten die Zeiten in Minuten angeben. Vom Koordinatenanfangspunkte als dem Epizentrum ausgehend, bestimmt man auf der Abszissenachse die einzelnen Beobachtungsorte und errichtet in jedem ein Lot, dessen Ordinatenlänge durch die zugehörige Zeitangabe gegeben ist. Die sämtlichen einzelnen Schnittpunkte der Koordinaten verbindet man durch einen stetigen Kurvenzug, den gesuchten Hodographen.

Beispiel. Fig. 100 zeigt uns den Hodographen, welchen A. Faidiga für das Erdbeben von Sinj am 2. Juli 1898 konstruiert hat. Alle Einzelheiten der Konstruktion sind aus der Figur selbst in Verbindung mit Tabelle LX ohne weiteres ersichtlich.

Aus diesem Beispiel ergibt sich:

1. Weshalb gerade der Zeitmoment der plötzlichen Zunahme als Ausgangspunkt zu wählen ist.

2. Daß die Verbindungslinie des Epizentrums mit irgend einem Punkte des Hodographen auch noch einen zweiten Punkt mit der Kurve gemeinschaftlich hat, dem derselbe Wert für α und v zukommt, ein Beweis für die Annahme Faidigas, die Methode der Zeitdistanzwinkel behalte auch bei der tatsächlich veränderlichen Oberflächengeschwindigkeit ihre Gültigkeit.

3. Daß dem Wendepunkt des Hodographen die kleinste Geschwindigkeit zukommt (vgl. hierzu Rom in Tabelle XX auf S. 77), ein Beweis für die Richtigkeit der Theorie von A. Schmidt.

VIII. Berechnung der Herdtiefe.

Wenn auch aus den Darlegungen auf S. 55 ff. zur Genüge hervorgeht, daß wir zurzeit noch keine einwandsfreie Methode zur Bestimmung der Tiefe des eigentlichen Erdbebenherdes unter der Erd-

Tabelle LX. Seismometrische Beobachtungen des Sinjaner Erdbebens vom 2. Juli 1898.

Nr.	Beobachtungort	Entfernung vom Epizentrum in Kilometern	Instrument	Phase	Komponente	Zeitangabe in mitteleuropäischer Zeit	Zeitdistanzwinkel α
1	Vojnić (Epizentrum)	0	—	—	—	5h 17,0m	—
3	Portici	364	Großer Seismometrograph	Amplitude 2,0 mm	N—S	5 19,0	28° 47,2′
13	Rocca di Papa	386	Mikroseismograph Vicentini	„ 7,0 „	N—S	5 19,4	31 52,3
50	Rom	390	Seismometrograph	„ 1,0 „	—	5 19,5	32 39,7
89	Casamicciola	397	Vasca sismica	„ 8,5 „	N—S	5 19,6	33 13,3
133	Padua	420	Mikroseismograph Vicentini	„ 6,0 „	Vertikal	5 19,6	31 45,6
182	Hohenheim	816	Seismoskop	Stoß	—	5 22,8	35 24,3
194	Potsdam	1013	Magnetisches Deklinatorium	Beginn der kleinen Schwingungen	—	5 23,7	33 28,8
201	Wilhelmshaven	1265	Magnet. Vertikalintensitätsinstrum.	Sehr unbedeutende Störung	—	5 24,7	31 19,7
202	Kew	1539	Milnes Horizontalpendel	Anfang	—	5 25,4	28 37,6
205	Jurjew	1784	v. Rebeur-Ehlerts Horizontalpendel	Stoß	SW—NE	5 26,2	27 16,8


LIBRARY
OF THE
UNIVERSITY
OF
CALIFORNIA

Erdoberfläche besitzen, so bleibt doch aus dem A. Schmidtschen Hodographen als Anhaltspunkt für eine zwar nur relative Bestimmung der Herdtiefe folgende einfache Regel [1]) bestehen:

Die Herdtiefe ist um so größer, je größer der Radius der inneren Erschütterungszone (bis zur Abszisse des Wendepunktes des Hodographen), stets aber kleiner als dieser Radius.

Beispiel: Beim Sinjaner Hodograph beträgt der Radius der Innenzone, gemessen durch den Wendepunkt bei Rom, 390 km, mithin muß in diesem Falle die Herdtiefe weniger als 390 km betragen haben.

In ähnlicher Weise wie diesen Maximalwert kann man aber auch den Minimalwert der Herdtiefe bestimmen. Aus der gebogenen Form der Stoßstrahlen geht hervor, daß eine an den Wendepunkt des Hodographen gelegte Tangente von der Verbindungslinie des Herdes mit dem Epizentrum ein kleineres Stück abschneidet, eine kleinere Minutenzahl liefert, als man nötig hätte, um in dieser Minutenzahl zugleich die Herdtiefe zu erhalten (vgl. hierzu Fig. 23). Diese Minutenzahl läßt sich konstruktiv leicht finden (vgl. Fig. 100); außerdem wissen wir aus den Untersuchungen A. Schmidts, daß die Fortpflanzungsgeschwindigkeit c im Wendepunkt derjenigen im Hypozentrum entspricht. Wenn man nun für den Schnittpunkt der Wendepunktstangente mit der Ordinatenachse dessen senkrechten Abstand h von der Erdoberfläche berechnet nach der einfachen Formel

$$h = t \cdot c,$$

worin t die zugehörige Zeit und c die wahre Geschwindigkeit im Wendepunkte bedeutet, so stellt h einen Wert vor, der kleiner ist als die Herdtiefe.

Beispiel: Die Tangente am Wendepunkte des Sinjaner Hodographen schneidet an der Ordinatenachse 279^s der Zeitskala ab; dementsprechend ist bei einer wahren Geschwindigkeit im Wendepunkte (Rom) von $c = 1{,}33$ km die Minimalherdtiefe:

$$h = 279^s \times 1{,}33 \text{ km} = 371 \text{ km}.$$

Die Anwendung der früher von vielen Seismologen benutzten K. v. Seebachschen Formel [2]):

$$h = \sqrt{\frac{t_2^2 u_1^2 - t_1^2 u_2^2}{t_1^2 - t_2^2}}$$

worin t_1 und t_2 die Eintrittszeiten der Bewegung an zwei Orten, u_1 und u_2 die entsprechenden sphärischen Epizentralabstände darstellen, kann aus dem Grunde keine brauchbaren Resultate geben, weil sie von der falschen Annahme

[1]) A. Schmidt: „Wellenbewegung und Erdbeben. Ein Beitrag zur Dynamik der Erdbeben". Im Jahresheft 1888 des Vereins für vaterländische Naturkunde in Württemberg.

[2]) K. v. Seebach: „Das mitteldeutsche Erdbeben vom 6. März 1872"; Leipzig 1873.

der Geradlinigkeit der Stoßstrahlen ausgeht. Selbst ein so warmer Anhänger der v. Seebachschen Methode, wie A. v. Lasaulx, der sie mehrfach bei den von ihm untersuchten Erdbeben gebrauchte, verhehlte sich schon damals nicht, daß das Nichtzutreffen einer Reihe von Voraussetzungen deren Brauchbarkeit sehr bedeutend beeinträchtige (vgl. auch die Kritik dieser und der nachstehenden Rechnungsart auf S. 57 bis 59 des ersten Abschnittes).

Dasselbe gilt von der R. Malletschen Methode [1]), welche die Herdtiefe berechnet nach der Gleichung:

$$h = D \times tang\, e,$$

wobei D die Epizentralentfernung und e der Emergenzwinkel ist. Dieser Seismologe glaubte, aus Sprüngen in beschädigten Gebäuden den Emergenzwinkel derart bestimmen zu können, daß man deren Richtung genau verfolgte; die Verlängerungen mehrerer derartiger Linien bis zu ihrem Schnittpunkte ergäben dann den gesuchten Bebenherd.

IX. Seismisches Verhalten während längerer Zeitabschnitte.

Um sich über die seismische Tätigkeit eines Landstriches, über Häufigkeit, Periodizität, Stärke usw. der Erdbeben ein Bild zu machen, um habituelle Stoßlinien feststellen zu können u. a. m., ist man auf statistische, lange Zeiträume umfassende Zusammenstellungen von Erdbebennachrichten angewiesen; dabei ist es besonders wichtig zu ermitteln, ob die betreffenden Erdbeben das in Frage kommende Gebiet primär oder sekundär erschütterten. Naturgemäß leisten in manchen Fällen kartographische Darstellungen der Verhältnisse gute Dienste.

An dieser Stelle erübrigt nach den Ausführungen in den voraufgegangenen Abschnitten deshalb nur noch, einige Worte den sogenannten Erdbebenkatalogen zu widmen.

1. Erdbebenkataloge. Die „Erdbebenkataloge" sind Verzeichnisse, welche entweder alle Erdbeben ohne Rücksicht auf den Ort ihres Auftretens, oder aber nur diejenigen eines bestimmten Gebietes oder Ortes zusammenzufassen beabsichtigen.

a) Übersicht. Ohne auf Abgeschlossenheit irgend welchen Anspruch zu erheben, seien hier einige der wichtigeren unter den zahlreichen Erdbebenkatalogen [2]) namhaft gemacht.

Conradi Lycosthenes 1557 in Basel erschienenes „Prodigiorum ac ostentorum chronicon" stellt eine völlig kritiklose Aufzählung aller möglichen auffallenden Naturerscheinungen, darunter auch Erdbeben, dar; jedoch sind die mitgeteilten eigenen Wahrnehmungen mehrerer Baseler

[1]) R. Mallet: „The great Neapolitan Earthquake"; London 1862. — Eine eingehende Darstellung und Entwickelung dieser Methoden findet sich in R. Hoernes: „Erdbebenkunde", S. 42 bis 59; Leipzig 1893. Vgl. auch S. Günther: „Handbuch der Geophysik", S. 468 bis 475; Stuttgart 1897.

[2]) An dieser Stelle werden Titel und Ort des Erscheinens nur derjenigen Werke näher aufgeführt, welche nicht bereits an anderer Stelle des Handbuches zitiert sind.



Erdbeben von Wert. Wohl als einer der ersten[1]) Versuche einer Geschichte der Erdbeben ist Ragors Schrift „Von dem Erdbidem“, Basel 1578, zu betrachten, welche für das 16. Jahrhundert eine wichtige Quelle ist; ebenso bedeutungsvoll für die zweite Hälfte desselben Jahrhunderts, weil zum Teil eigene Erfahrungen enthaltend, ist M. Beuther: „Compendium terrae motuum“, Argentoratum (Straßburg) 1601. Außerdem wäre zu nennen Bernhertz: „Terraemotus, d. i. gründlicher Berichf von den Erdbeben“, Nürnberg 1616. Ein, wenn auch lückenhaftes, so doch immerhin beachtenswertes Verzeichnis älterer Schweizer Erdbeben enthält J. J. Scheuchzer: „Naturgeschichte des Schweizer Landes“, Zürich 1746; weit übertroffen sowohl durch Vollständigkeit, als auch durch zahlreiche Zitate wird es durch M. E. Bertrands: „Mémoires historiques et physiques sur les tremblements de terre“, Avignon 1766. Dagegen ist höchst lückenhaft und häufig sehr unzuverlässig der Erdbebenkatalog von Guéneau de Montbéliard[2]) aus dem Jahre 1761. Für Westdeutschland sind wegen ihrer Zuverlässigkeit von besonderer Bedeutung die zahlreichen und ausführlichen Notizen über selbsterlebte Erdbeben während des 18. Jahrhunderts, welche den Bürgermeisterdiener Johann Jansen[3]) und den Rechtsgelehrten Dr. jur. Fell[4]) zum Verfasser haben.

Aus neuerer Zeit liegen eine ganze Reihe teils zuverlässigerer, teils geradezu mustergültiger derartiger Erdbebenkataloge vor.

Im Jahre 1828 veröffentlichte Ch. Keferstein[5]) seinen „Versuch eines chronologischen Verzeichnisses der Erdbeben und Vulkanausbrüche seit Anfang unserer Zeitrechnung“; 1847 folgte J. Boegner[6]) mit einer ähnlichen Schrift nach. A. v. Hoffs „Chronik der Erdbeben und

---

[1]) Bezüglich des klassischen Altertums erfahren wir von Strabo, daß Demetrius aus Kalatia alle irgend einmal in Griechenland stattgehabten Erdbeben verzeichnet habe; dieser wohl erste Erdbebenkatalog ist gleich so vielen anderen Werken verloren gegangen, und nur kärgliche Überreste in Auszügen oder gelegentlichen Zitaten sind auf uns gekommen. Dagegen finden sich in den Werken griechischer und aus diesen schöpfender römischer Schriftsteller zahlreiche Erdbebenschilderungen.

[2]) Guéneau de Montbéliard: „Liste chronologique des éruptions, des tremblements de terre, de quelques faits météorologiques les plus remarquables, des comètes, des maladies pestilentielles jusqu'au 1760“. Im VI. Bande, part. étrang. der Collection Académique; Paris und Dijon 1761.

[3]) Seine im Aachener Stadtarchiv aufbewahrten handschriftlichen Aufzeichnungen finden sich abgedruckt im III. Bande von H. A. v. Fürth: „Beiträge und Material zur Geschichte der Aachener Patrizier-Familien“; Aachen 1890.

[4]) Die den Zeitraum 1755 bis 1783 umfassenden Erdbebennotizen sind veröffentlicht in E. Pauls: „Zur Geschichte der Erdbeben des 17. und 18. Jahrhunderts in der Aachener Gegend“. Im 56. Hefte der Annalen des historischen Vereins für den Niederrhein.

[5]) In der „Zeitung für Geognosie, Geologie und Naturgeschichte des Innern der Erde“, VII. Stück, Jahrgang 1828, S. 280 bis 346; Weimar 1828.

[6]) J. Boegner: „Das Erdbeben und seine Erscheinungen, nebst einer chronologischen Übersicht der Erderschütterungen“. Frankfurt a. M. 1847.

Vulkanausbrüche" (Gotha 1840) umfaßt die gesamte ältere Zeit bis 1805 und die Jahre 1821 bis 1832. In den Mitteilungen der belgischen Akademie der Wissenschaften und in denen der Akademie von Dijon stellte Al. Perrey chronologisch die Erdbeben der Jahre 1843 bis 1869 zusammen; jedoch wird dieses umfangreiche Material, welches früher von den Spezialforschern mit Vorliebe benutzt wurde, durch die beim Sammeln zu wenig geübte Kritik stark beeinträchtigt. Für den Zeitraum 1865 bis 1885 besitzen wir eine Statistik der Erdbeben von C. W. C. Fuchs[1]). F. de Montessus de Ballore hat im Laufe der Jahre Nachrichten über die enorme Menge von 131 292 Einzelbeben aus fast allen Erdteilen zusammengetragen; aber diese sind nicht eigentlich in der Form von Erdbebenkatalogen veröffentlicht worden, sondern dienten als Unterlage zu statistischen Berechnungen, wie wir sie S. 20 bis 39 bereits kennen lernten und vom methodologischen Standpunkte aus auf S. 284 bis 286 noch näher beleuchten werden. Ganz besonderes Interesse erweckte neuerdings der Erdbebenkatalog von B. M. Lersch[2]) in Aachen, von welchem P. Polis der I. Internationalen Seismologischen Konferenz zu Straßburg im April 1901 einen Teil vorlegte; diese zwar nur im Manuskript vorhandene Zusammenstellung dürfte wohl nach Inhalt und Umfang einzig in ihrer Art dastehen, indem sie, meistens direkt auf den Quellen fußend, auf rund 7000 Seiten die Erdbeben der ganzen Welt behandelt, dabei den Zeitraum von etwa 1000 v. Chr. bis zum Ende der neunziger Jahre des verflossenen Jahrhunderts umfaßt.

Beschäftigen wir uns nunmehr mit einigen nur begrenzte Gebietsteile berücksichtigenden Erdbebenverzeichnissen. Solche liegen bereits vor für die pazifische Küste Nordamerikas[3]), sowie aus der Feder M. Saderra Masós[4]) für die Philippinen; für Japan wird ein vollständiger Bebenkatalog demnächst erscheinen. Der 1893 von Muschketow, Orlow und Peschurow in russischer Sprache herausgegebene (St. Petersburg 1899) russische Erdbebenkatalog berücksichtigt auch alle Grenzgebiete, namentlich Persien und China; im ganzen führt er von 596 v. Chr. bis 1887 nicht weniger als 2400 größtenteils gut beglaubigte Einzelbeben auf. Für die österreichischen Kronländer gibt

---

[1]) Für die Jahre 1865 bis 1871 im Neuen Jahrbuche für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Jahrgang 1866 bis 1872; von 1872 ab in Tschermaks mineralogischen Mitteilungen.

[2]) Näheres siehe in P. Polis: „Der Erdbebenkatalog von B. M. Lersch in Aachen". Monatsschrift: „Die Erdbebenwarte", Jahrgang II; Laibach 1903.

[3]) „List of recorded Earthquakes in California, Oregon and Washington Territory". San Francisco 1899.

[4]) M. Saderra Masó: „La Seismologia en Filipinas". 130 Seiten und ein Atlas mit 8 Tafeln und 41 seismischen Karten. Manila 1895. — „Report on the seismic and volcanic Centers of the Philippine Archipelago". Manila 1902.

es eine ganze Reihe gesonderter Bebenverzeichnisse, so für Polen durch W. Láska[1]), für Niederösterreich durch E. Sueß, für die Karpathen- und Sudetenländer durch L. H. Jeitteles[2]), für Kärnten durch H. Hoefer, für Krain durch H. Mitteis[3]), für Steiermark durch R. Hoernes, für Tirol durch J. Schorn[4]), und manche andere mehr; eine Liste der Erdbeben Ungarns ist zurzeit in der Bearbeitung durch L. Ferencz[5]). Die Erderschütterungen der Donauländer[6]) und Italiens[7]) sammelte Al. Perrey. Aber ein geradezu mustergültiger und erschöpfender Katalog italienischer Erdbeben, der aus 19 Jahrhunderten 1364 Einzelbeben des 10. bis 12. Grades der De Rossi-Forelschen Skala nebst 115 Erdbebenkarten enthält, wurde unlängst von M. Baratta herausgegeben. Der erste Teil der mehrfach zitierten Untersuchung O. Volgers ist sehr wertvoll für die Beben der Schweiz, namentlich aber für die erste Hälfte des 19. Jahrhunderts. Die Erdbeben der Oberrheinischen Tiefebene behandelt umfassend R. Langenbeck, J. Reindl[8]) diejenigen Bayerns; mit den Erdbeben Westdeutschlands beschäftigen sich außer Al. Perrey[9]) noch J. Nöggerath[10]), E. Pauls und A. Sieberg. Die Kenntnis der belgischen Erdbeben verdanken wir A. Lancaster[11]).

---

[1]) W. Láska: „Die Erdbeben Polens. Des historischen Teiles I. Abteilung". Nr. VIII der neuen Folge der Mitteilungen der Erdbebenkommission der Kaiserl. Akademie der Wissenschaften in Wien.

[2]) L. H. Jeitteles: „Versuch einer Geschichte der Erdbeben in den Karpathen- und Sudeten-Ländern bis zu Ende des 18. Jahrhunderts". Im XII. Bande, 1860, S. 287 bis 349, der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft.

[3]) H. Mitteis: „Über Erderschütterungen in Krain". Jahreshefte des Vereins des krainerischen Landesmuseums, III, Heft, 1862.

[4]) J. Schorn: „Die Erdbeben von Tirol und Vorarlberg". Zeitschrift des Ferdinandeums, III. Folge, 46. Heft, 1903.

[5]) Erscheint demnächst mit deutscher Übersetzung im Földtani Közlöny.

[6]) Al. Perrey: „Mémoire sur les tremblements de terre dans le bassin du Danube". Band IX der Annales de la Société d'agriculture, histoire-naturelle et arts utiles de Lyon.

[7]) Al. Perrey: „Mémoire sur les tremblements de terre de la peninsule italique". Brüssel 1847.

[8]) J. Reindl: „Beiträge zur Erdbebenkunde von Bayern". Sitzungsberichte der Münchener Akademie, mathem.-physik. Klasse, 1903. — „Die Erdbeben der geschichtlichen Zeit im Königreiche Bayern". Im II. Jahrgang, S. 235 bis 243 der Monatsschrift „Die Erdbebenwarte"; Laibach 1903.

[9]) Al. Perrey: „Mémoire sur les tremblements de terre dans le bassin du Rhin". Band XIX, 1845 bis 1846 der Mémoires couronnés et mémoires des savants étrangers publiés par l'Académie Royale de Belgique.

[10]) J. Nöggerath: „Die Erdbeben im Rheingebiet in den Jahren 1868, 1869 und 1870". Im XXVII. Band der Verhandlungen des Naturhistorischen Vereins der preußischen Rheinlande und Westfalens; Bonn 1870. Enthält auch ein Verzeichnis früherer rheinischer Beben.

[11]) A. Lancaster: „Les tremblements de terre en Belgique". Brüssel 1901.

Für Großbritannien zeichneten R. und J. Mallet[1]), David Milne[2]), J. P. O'Reilly[3]), W. Roper[4]) und gegenwärtig besonders Ch. Davison[5]) die bekannt gewordenen Erdbeben systematisch auf, während B. M. Keilhau[6]) und T. Ch. Thomassen[7]) die Angaben über die seismische Tätigkeit Norwegens zusammenstellten. Derartiger Bebenverzeichnisse gibt es noch manche, die aber hier nicht alle aufgezählt werden sollen; namentlich sorgen in den letzten Jahren die seismischen Stationen und Zentralstellen, sowie auch manche Einzelforscher für sachgemäße Sammlung[8]) und Sichtung der Erdbebenereignisse innerhalb und außerhalb des Landes. Trotz alle dem darf aber nicht übersehen werden, daß für eine ganze Reihe von seismisch gerade wichtigen Ländern diese Arbeit noch zu leisten ist.

---

[1]) R. und J. Mallet: „Catalogue of recorded Earthquakes". In den Reports of the British Association for Advancement in Science, Jahrgang 1852 bis 1854.

[2]) D. Milne: „Earthquake-Shoks felt in Great Britain, and especially in Scotland". In den Jahrgängen 1841 bis 1844 des Edinburgh New Philosophical Journal.

[3]) J. P. O'Reilly: „Catalogue of the Earthquakes having occured in Great Britain and Ireland during historical Times". Band XXVIII, 1884, S. 285 bis 316 der Transactions of the Royal Irish Academy.

[4]) W. Roper: „A List of the more remarkable Earthquakes in Great Britain and Ireland during the Christian Era". Lancaster 1889.

[5]) Ch. Davison: „Record of British Earthquakes". Im XLI. Bande der Zeitschrift „Nature". — „On the British Earthquakes of the Years 1889 till 1900. Im V. Bande, S. 242 bis 312 von Gerlands „Beiträgen zur Geophysik; Leipzig 1903.

[6]) B. M. Keilhau: „Efterretninger om Jordskjaelv i Norge". Im XII. Bande des Magazin for naturvidenskaberne; Christiania 1836.

[7]) T. Ch. Thomassen: „Berichte über die wesentlich seit 1834 in Norwegen eingetroffenen Erdbeben". In Bergens museums aarsberetning, 1888.

[8]) Von solchen Sammlungen, die in regelmäßigen und kurzen Zeitabschnitten zur Veröffentlichung gelangen, sind für uns hauptsächlich von Wichtigkeit:

B. Weigand: „Monatsbericht der Kaiserl. Hauptstation für Erdbebenforschung zu Straßburg i. E.". Enthält die Bebenregistrierungen der an der Hauptstation befindlichen Seismometer nach v. Rebeur-Ehlert, Milne, Vicentini und Omori nebst Angaben 12 weiterer seismischer Stationen über dieselben Beben, sowie eine Zusammenstellung sonstiger Beben nach fremden Berichten.

R. Schütt: „Mitteilungen der Hauptstation für Erdbebenforschung am Physik. Staatslaboratorium zu Hamburg". Bringt allmonatlich die um 5 Monate zurückliegenden Beobachtungen am dreifachen Horizontalpendel zu Hamburg, eine detaillierte Übersicht gleichzeitiger Bebenregistrierungen an anderen seismischen Stationen, sowie einen geradezu erschöpfenden Bericht anderenorts gefühlter Beben auf Grund umfangreichen Quellenmaterials.

A. Belar: „Neueste Erdbebennachrichten". Beilage der in Laibach erscheinenden Monatsschrift „Die Erdbebenwarte". Erscheint alle zwei Monate und berichtet bis zum Tag der Herausgabe über die anderenorts gefühlten und registrierten Beben, bei größeren Ereignissen mit genauen Schilderungen und graphischen Darstellungen, Seismogrammen usw.

b) Methode der Bearbeitung. Für die den heutigen berechtigten Anforderungen der Wissenschaft entsprechende Anlage von Erdbebenkatalogen an dieser Stelle die erforderliche Anleitung zu geben, würde zu weit führen; hierfür muß unbedingt auf das Studium namentlich der grundlegenden diesbezüglichen Arbeiten von E. Sueß [1]), H. Hoefer [2]), R. Hoernes [3]) und M. Baratta [4]) verwiesen werden. Jedoch seien in aller Kürze wenigstens die wichtigsten Gesichtspunkte gestreift.

In erster Linie ist es unerläßlich, das vorliegende rohe Nachrichtenmaterial, wie es aus Berichten der verschiedensten Art gewonnen wird, kritisch zu sichten und bezüglich seiner Zuverlässigkeit zu prüfen. Dabei muß man auf die ursprünglichste, womöglich mit dem betreffenden Beben gleichzeitige Quelle zurückgehen, andernfalls die Angabe ausdrücklich als zweifelhaft bezeichnen. Denn es sind so viele Beispiele [5]) falscher Erdbebenangaben, sowohl zeitlich als örtlich, nachgewiesen worden, daß zur Genüge ersichtlich wird, wie sehr alle Nachrichten, die nicht auf annähernd gleichzeitige Aufzeichnungen zuverlässiger Chronisten zurückgeführt werden können, zweifelhaft bleiben. Man kann aus dem Mittelalter nur diejenigen Nachrichten über Erdbeben als sichergestellt betrachten, welche in den alten Chroniken der Klöster in einer Weise verzeichnet sind, welche jeden Zweifel über die Natur des Ereignisses und seine Datierung ausschließt. Aus diesem Grunde müßte es eigentlich, wie R. Hoernes zutreffend bemerkt, die Aufgabe eines Geschichtsforschers sein, das Rohmaterial der Erdbebennachrichten zu sichten, ehe sich der Seismologe mit denselben zu beschäftigen hätte.

---

[1]) E. Sueß: „Die Erdbeben Niederösterreichs". Im XXXIII. Bande der „Denkschriften der Kaiserl. Akademie der Wissenschaften, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse"; Wien 1873.

[2]) H. Hoefer: „Die Erdbeben Kärntens und deren Stoßlinien", ebenda, XLII. Band; Wien 1886.

[3]) R. Hoernes: „Erdbeben und Stoßlinien Steiermarks". Nr. VII der neuen Folge der „Mitteilungen der Erdbebenkommission der Kaiserl. Akademie der Wissenschaften"; Wien 1902.

[4]) M. Baratta: „I terremoti d'Italia. Saggio di storia, geografia e bibliografia sismica". 950 Seiten und 136 Karten; Turin 1901.

[5]) So führt R. Hoernes (S. 4 bis 5) folgendes höchst charakteristische Beispiel an: „v. Hoff berichtet von einem Beben am 4. oder 7. Mai 1197 oder 1198 in einigen Gegenden von Deutschland, wodurch das Dorf Longaw im Böhmerwald zerstört worden sein soll. Es handelt sich aber hier um ein Beben, das sich am 4. Mai 1201 in Lungau und in Obersteiermark zerstörend fühlbar machte. E. Sueß führt dies Beben in seiner Monographie der Erdbeben Niederösterreichs zweimal: vom 4. Mai 1198 und vom 4. Mai 1201 an, L. H. Jeitteles hingegen in seinem „Versuch einer Geschichte der Erdbeben der Karpathen- und Sudetenländer" vom 3. oder 4. Mai 1199. Alle diese Schriftsteller zitieren verschiedene Chronisten und Geschichtswerke, ohne auf die eigentliche Quelle zurückzugehen; nur Hoefer stellt auf Grund derselben den Irrtum Megisers, der das Lungauer Erdbeben in das Jahr 1204 verlegt, richtig. Noch viel zahlreicher sind die falschen Jahreszahlen, welche zu dem großen Villacher Beben vom Jahre 1348 von den Chronisten hinzugefügt wurden".

Es genügt aber nicht, selbst die Kritik durchgeführt zu haben, sondern man muß auch anderen Forschern die Möglichkeit von deren Nachprüfung ermöglichen und erleichtern durch genaue Angabe der jedesmaligen Quelle; namentlich wird es sich hierbei empfehlen, in einem besonderen Abschnitte die zweifelhaften Nachrichten detailliert zu kritisieren. Ein einzelnes Beispiel, willkürlich herausgegriffen aus der vorzitierten Untersuchung von R. Hoernes, möge etwa als Anhaltspunkt dienen:

7. November 1868.

Griesbach nennt unter den Beben der Alpen eine Erschütterung der „Geislinger Alp“. Falb versetzt dieselbe nach Steiermark. Es handelt sich aber um eine Erschütterung zu Geislingen in der Rauhen Alb (Württemberg!).

Quellenkritik. R. Falb: „Sirius“, I., 1868, S. 178. „7. November 1868 zwei starke Erdstöße in der Schwäbischen Alpe (Steiermark)“.

C. L. Griesbach: „Die Erdbeben in den Jahren 1867 und 1868“, S. 10 S.-A., führt unter den Beben der Alpen an: „Von der Geislinger Alp wird berichtet, daß dort in der Nacht vom 7. auf den 8. November wenige Minuten vor Mitternacht zwei Erdstöße gefühlt worden seien, denen ein dumpfes Rollen voranging.“

R. Falb: „Grundzüge zu einer Theorie der Erdbeben und Vulkanausbrüche“, S. 308: „Am 7., wenige Minuten vor Mitternacht auf der Geislinger (Schwäbischen) Alp zwei Erdstöße.“

Griesbach und Falb versetzten dieses Beben irrtümlich in die Alpen; es fand aber zu Geislingen in der Rauhen Alb (Württemberg statt, wie C. W. C. Fuchs richtig angibt in „Statistik der Erdbeben von 1865 bis 1885“, S. 66 [280]: „7. November. Gegen Mitternacht Erdstoß in Geislingen in der Rauhen Alb; später folgte noch ein schwacher Stoß nach.“

Besonders empfehlenswert ist es, wenigstens die bedeutungsvolleren Einzelbeben kartographisch darzustellen. In dieser Hinsicht steht die vorher genannte Arbeit von M. Baratta vollständig unerreicht da. Dem ersten Teile sind nämlich nicht weniger als 115 derartiger Karten beigegeben, welche öfters im engsten Raum die Einzeichnung mehrerer am selben Orte zu verschiedener Zeit eingetretener Beben mit Angabe der epizentralen und der gradweise minder stark erschütterten Zonen mit häufig höchst unregelmäßigen Grenzen enthalten; ferner fehlen nicht die mehr oder weniger stark erschütterten Ortschaften mit ihren Namen, meist auch Angaben über den Grad der Zerstörung, sowie ein Maßstab der Entfernungen in Kilometern. Dabei ist jede einzelne Karte völlig klar und leicht lesbar. Naturgemäß leuchtet ohne weiteres ein, daß eine so umfangreiche und vor allem ins Einzelne gehende Bearbeitung für jedes Beben ein genaues monographisches Studium erfordert und infolgedessen im höchsten Grade mühevoll ist; andererseits stellt sie aber auch eine wirkliche Bereicherung der Wissenschaft dar.

2. Seismizität. Will man, namentlich zu Vergleichszwecken, die Bebentätigkeit größerer Gebietsteile, so wie sie aus den Erdbebenkata-

logen ersichtlich ist, in Zahlenwerten ausdrücken, so müßte man eigentlich dreierlei in Rechnung ziehen, nämlich 1. die Oberfläche des betreffenden Gebietes, 2. die mittlere jährliche Bebenhäufigkeit, und 3. die entsprechende mittlere Bebenstärke. F. de Montessus de Ballore[1]) hat nun nachstehende Methode für die Berechnung der „Seismizität“ aufgestellt, bei der jedoch die mittlere Bebenstärke außer acht gelassen wird, weil sie erfahrungsgemäß in gleichem Maße wie die Bebenhäufigkeit zu- und abnimmt.

Für ein bestimmtes Gebiet bedeute:

A = Oberfläche in Quadratkilometern,
p = Zahl der Beobachtungsjahre,
n = Zahl der beobachteten Erdbeben,

dann lassen sich folgende Beziehungen aufstellen:

$i = \frac{n}{p}$ = mittlerer jährlicher Bebenhäufigkeit für das Gesamtgebiet,

$\frac{i}{A}$ = mittlerer jährlicher Bebenhäufigkeit für je 1 qkm und

$$S = \sqrt{\frac{A}{i}} = \sqrt{\frac{n \cdot A}{p}} = \text{Seismizität.}$$

Die Seismizität S gibt also an die Länge in Kilometern der Seiten derjenigen Quadrate, in welche man das Oberflächengebiet A einteilen müßte, damit auf jedes Quadrat jährlich 1 Erdbeben entfiele, natürlich unter der Voraussetzung, daß sich in dem betreffenden Gebietsteile die Erdbeben sowohl räumlich als auch zeitlich gleichmäßig verteilten.

Die sicherste Grundlage für die Berechnung der Seismizität bilden systematisch durch eigene Beobachter gewonnene Bebenhäufigkeiten (nach de Montessus „seismologische“ = l genannt); Bebenauszählungen auf Grund der Aufzeichnungen in Geschichtswerken usw. („historische“ = h) geben zu geringe, instrumentell gewonnene („seismographische“ = g) zu hohe Werte. Stehen aber nur die letzteren Arten zur Verfügung, dann läßt sich doch mit hinlänglicher Genauigkeit die „seismologische Seismizität“ Sl nach folgender empirischer Formel berechnen:

$$\log Sl = \log Sh - 0{,}3030384 = \log Sg + 0{,}4043049.$$

Der Grad des wirklichen Übereinstimmens der auf diese Weise berechneten Seismizität mit der Wirklichkeit hängt praktisch mit der Größe des Oberflächengebietes A zusammen. Drängen sich auf einem kleinen Gebiete die Stoßpunkte zusammen, dann erhält man bei gleichem Werte für i eine kleinere Zahl für die Seismizität, umgekehrt aber,

[1]) F. de Montessus de Ballore: Introduction à un essai de déscription sismique du globe et mesure de la sismicité“. Im IV. Bande von Gerlands „Beiträgen zur Geophysik“; Leipzig 1900.

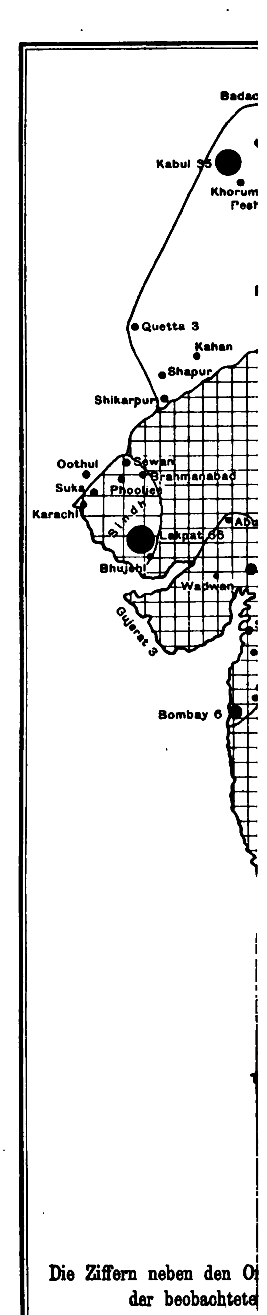
wenn man mehrere Bebenbezirke zu einem einzigen größeren Gebiete vereinigt, dann wird die Zahl, welche die Seismizität ausdrückt, größer, weil man dann bebenärmere Bezirke mit in den Wert für A hineinzieht. Aus diesem Grunde kommt viel auf eine zweckentsprechende Auswahl von A an; namentlich soll man die Anwendung dieser Methode auf kleine Inseln vermeiden.

3. Karten der Seismizität. Nunmehr erübrigt nur noch, die auf diese Weise berechnete Seismizität zeichnerisch zum Ausdruck zu bringen, um ein leicht übersichtliches Bild der Ergebnisse zu erzielen. Zu diesem Zweck nimmt man eine geographische Karte des betreffenden Landes, Erdteiles usw. und grenzt darin die einzelnen Gebiete A ab. Sodann überzieht man die einzelnen Gebiete mit einem Netze von Quadraten, siehe Fig. 101, deren Seitenlängen dem zugehörigen Werte von S entsprechen. Dann ist das Gebiet, abgesehen von der kleinen Ungenauigkeit, welche die Unregelmäßigkeit seiner Grenzen bedingt, in kleine Quadrate eingeteilt, von denen jedes im Jahre 1 Erdbeben aufzuweisen hat. Wenn aber der Maßstab der Karte nicht erlaubt, die Seitenlängen der Quadrate in der wirklich berechneten Größe zu nehmen, dann behilft man sich mit solchen Quadraten, deren gegenseitige Seitenlängen im Verhältnis der ermittelten Seismizitäten stehen.

Sehr energisch wendet sich F. de Montessus de Ballore[1]) aus sachlichen Gründen gegen die auch in der Seismologie häufiger angewandte Methode, die Orte gleicher Bebenhäufigkeit durch Kurvenzüge, „Isosphygmen" genannt, miteinander zu verbinden und die dazwischen liegenden Flächen durch entsprechend abgestufte Farbentöne oder Schraffuren gleichmäßig zu bedecken. Seiner Ansicht nach gibt eine derartige gleichmäßige Flächenbehandlung, weil sie sich mit der Natur der Erdbeben bzw. der Schüttergebiete nicht in Einklang bringen ließe, ein den tatsächlichen Verhältnissen in keiner Weise entsprechendes Bild. So will er denn zur Darstellung der Bebenhäufigkeit nur solche Methoden gelten lassen, welche auf rein örtlicher, unterbrochener Behandlung beruhen, entweder in der oben angeführten Art oder durch Punkte, deren Durchmesser gegenseitig im Verhältnisse der jeweils beobachteten Beben stehen (vgl. auch hierfür Fig. 101) oder endlich solche, wie sie H. Credner u. V. Uhlig (vgl. Fig. 25) eingeführt haben. Bezüglich des Näheren über die Gründe, die ihn dazu veranlassen, muß auf die Originalabhandlung verwiesen werden.

---

[1]) F. de Montessus de Ballore: „Non-existence et inutilité des courbes isosphygmiques, ou d'égale fréquence des tremblements de terre". Im V. Bande, S. 467 bis 485, von Gerlands „Beiträgen zur Geophysik"; Leipzig 1903.



Die Ziffern neben den O

der beobachtete

R



B. Die Bearbeitung von Fernbeben.

Auch für die Fernbeben hat manches Geltung, was im vorigen Abschnitte über die Nahbeben ausgeführt wurde, z. B. über die Bestimmung der Bebenzeiten, der Fortpflanzungsgeschwindigkeit, der Herdtiefe u. a. m.; wo sich jedoch Abweichungen ergeben, wird darauf an dieser Stelle ausdrücklich aufmerksam gemacht. Infolgedessen beschränken sich die nun folgenden Erörterungen fast ausschließlich auf diejenigen Gesichtspunkte, die für die Fernbeben in Betracht kommen, d. h. für deren Erforschung mittels der Seismometer.

I. Die Bebenbilder und deren Deutung.

1. **Allgemeines.** Jede Erschütterung des Erdbodens, sei es nun, daß sie durch ein örtliches oder entferntes Erdbeben, durch atmosphärische und kosmische Vorgänge, oder aber durch Vorgänge nicht seismischer Natur hervorgerufen wurde, gelangt durch die Seismometer in einer charakteristischen Form zur Aufzeichnung; die so auf den Registrierstreifen erhaltenen Bebenbilder nennt man auch „Diagramme".

Nur die langsam sich vollziehenden Niveauänderungen können aus den Diagrammen herausgelesen werden, weil sie sich mit großer Annäherung nach den Formeln der Statik behandeln lassen. Aber von den dynamischen, durch nahe (auch künstliche) oder entfernte Erdbeben hervorgerufenen Bodenbewegungen vermag man meist nur den Anfang und das Maximum, bisweilen auch noch das Ende mit einiger Sicherheit abzuleiten.

Die Störungsfiguren lassen im allgemeinen drei Grundtypen erkennen, aus deren Wiederholung und Kombination sich die mannigfachen Bilder zusammensetzen; diese Grundtypen unterscheidet W. Láska[1]) wie folgt:

Ausschwingungen (Fig. 102 *a*),

Anschwellungen (Fig. 102 *b*, seltener *d*),

Ausbauchungen (Fig. 102 *c*).

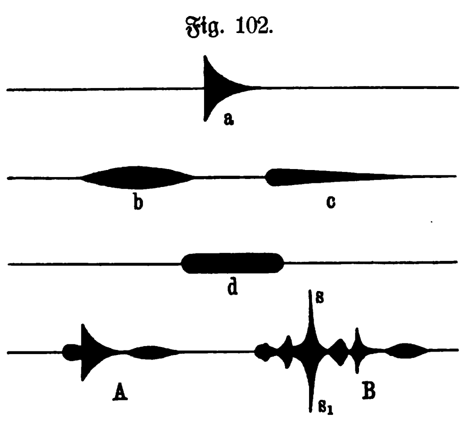
Die normale Störungsfigur (Fig. 102 *A*), welche in reiner Form häufig vorkommt, ist eine Kombination dieser drei Grundtypen. Sie beginnt mit *c*, der sogenannten „Vorstörung", dann setzt *a*, die „Hauptstörung", ein, und endlich bildet *c* oder seltener *b* den Schluß. Der Grund dieser Dreiteiligkeit ist wahrscheinlich darin zu suchen, daß die

---

[1]) W. Láska: „Bericht über die Erdbebenbeobachtungen in Lemberg". Nr. I der neuen Folge der „Mitteilungen der Erdbebenkommission der Kaiserl. Akademie der Wissenschaften"; Wien 1901.

Erschütterungen vom Epizentrum aus auf dreierlei Wegen zum Beobachtungsorte gelangen (vgl. Fig. 55 und 56). In ihren Einzelheiten bestimmt wird sie durch zwei Faktoren, nämlich die Schwingungsdauer des Pendels und die geologische Unterlage der Beobachtungsstation. Die kombinierte normale Störungsfigur (Figur 102 *B*) ist dadurch charakterisiert, daß Vorstörung und Hauptstörung mehrere Maxima aufweisen; dabei begegnet man häufig dem sogenannten „Stoßmaximum“ $s s_1$, welches auf beiden Seiten aus der Figur hervorragt.

Fig. 102.



Typische Störungsfiguren. *a* Ausschwingung. *b*, *d* Anschwellung. *c* Ausbauchung. *A* Normalstörung. *B* Kombinierte Normalstörung mit Stoßmaximum $s s_1$. Nach W. Láska.

2. **Künstliche Störungen.** Schon früher wurde darauf hingewiesen, daß der Verkehr in größerer oder selbst auch geringerer Nähe der Instrumente, Luftbewegungen usw. von den Seismometern zum Ausdruck gebracht werden, und in Fig. 103 sind einige derartige Diagramme wiedergegeben. Es ist nun einleuchtend, daß man zunächst alle künstlichen Störungen als solche erkennen und ausscheiden lernen muß; erst dann ist man in der Lage, die nunmehr übrig bleibenden Bebenbilder seismischen Ursprungs zu untersuchen. Allgemein gültige Regeln[1])

Fig. 103.

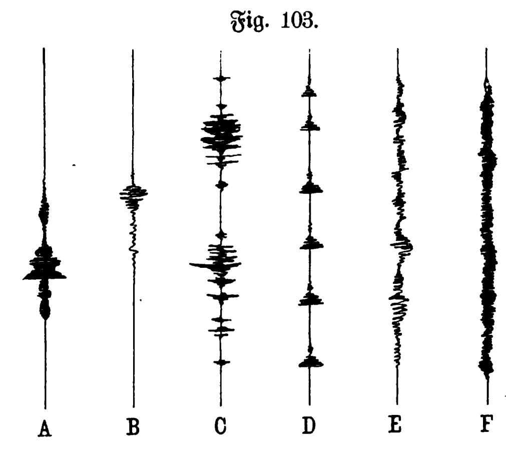


Diagramme von Bodenbewegungen, hervorgerufen durch A. Erdbeben, B. Straßenwalze, C. fahrende Artillerie, D. Kanonenschüsse, E. starken Wind, und F. arbeitende Maschine. Nach A. Belar.

[1]) Mancherlei wertvolle diesbezügliche Winke finden sich in der Abhandlung von A. Belar: „Einiges über die Aufzeichnungen der Erdbebenmesser“. Im I. Jahrgang, Heft 7 bis 12 der Monatsschrift „Die Erdbebenwarte“. Laibach 1901/1902.

lassen sich hierfür aber naturgemäß nicht aufstellen, weil sowohl die besonderen Eigenheiten eines jeden einzelnen Instrumentes, als auch dessen Aufstellungsart, die Beschaffenheit des Untergrundes und noch eine ganze Anzahl sonstiger Faktoren ihren bestimmenden und stets wechselnden Einfluß ausüben. Infolgedessen muß an jeder Erdbebenwarte durch eine längere Beobachtungsreihe Vergleichsmaterial gesammelt werden, welches dann die erforderliche rasche Orientierung ermöglicht.

3. **Erdbebenstörungen.** Bezüglich der charakteristischen Merkmale derjenigen Störungsfiguren, welche durch eigentliche Erdbeben hervorgerufen werden, ist bereits in den diesbezüglichen Kapiteln das Nähere mitgeteilt worden. Jedoch sei das Notwendigste an dieser Stelle unter Bezugnahme auf Fig. 104 wie folgt kurz zusammengefaßt:

Fig. 104.

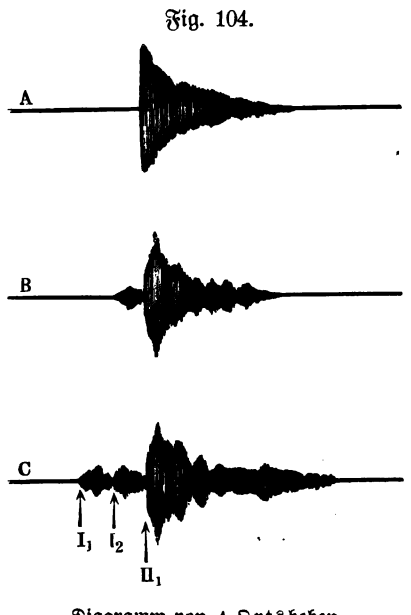


Diagramm von *A* Ortsbeben, *B* Nahbeben, *C* Fernbeben.

a) Ein **Ortsbeben** (makroseismisches), dessen Epizentrum also unmittelbar unter dem Beobachtungsorte oder doch nur wenige Kilometer von diesem entfernt liegt, hat den Hauptausschlag („shok") unmittelbar an erster Stelle. Bei jedem Stoße wird nämlich das Pendel aus seiner Ruhelage abgelenkt und vollführt dann, sich selbst überlassen, eine Reihe von Eigenschwingungen mit allmählich abnehmender Amplitude, bis es schließlich zur Ruhe kommt, also einfache Ausschwingungen; Fig. 104 *A*. Jeder folgende Stoß bringt eine weitere gleiche Störungsfigur hervor, mit dem Unterschiede, daß die Stärke eines jeden einzelnen an der Größe der Amplitude des Hauptausschlages erkennbar ist.

b) Ein **Nahbeben** (makroseismisches) mit Epizentralentfernungen von der Beobachtungsstation von einigen Hundert Kilometern, höchstens aber 500 km, hat nur eine Vorphase; Fig 104 *B*.

c) Ein **Fernbeben** (mikroseismisches), dessen Epizentrum vom Beobachtungsorte eine Entfernung von wenigstens 500 km bis einigen Tausend Kilometern besitzt, weist stets zwei getrennte Vorphasen auf; Fig. 104 *C*.

Bemerkt sei noch, daß man sich bei der Ausmessung von Dia-

grammen einer Glastafel bedient, welche in Quadrate (von meist 1 mm Seitenlänge) eingeteilt ist. Größere Genauigkeit der Ausmessung läßt sich bisweilen noch erzielen, wenn man anstatt der einfachen Glasskala geeignete Meßapparate mit Vergrößerungsgläsern benutzt. Jedoch ist dabei zu berücksichtigen, daß das Papier bei dem Entwickelen in einzelnen Teilen ungleiche und unkontrollierbare Längen anzunehmen vermag, eine Fehlerquelle, welche bei Anwendung von Vergrößerung noch mehr ins Gewicht fällt.

II. Bestimmung der Eintrittszeiten.

Bezüglich der Zeitbestimmungen wurde bereits S. 228 bis 229 Näheres mitgeteilt. Daneben ist für die Praxis noch folgendes von Wichtigkeit: Die Eintrittszeiten der einzelnen Bewegungsphasen am Beobachtungsort entnimmt man unmittelbar dem Diagramm, und zwar sind die Zeitmessungen bei den Seismogrammen jedesmal von der vorhergehenden und von der folgenden Zeitmarke aus unabhängig auszuführen. Jedoch ist es erforderlich, jedesmal die Abweichung des Uhrganges in Rechnung zu ziehen. Naturgemäß läßt sich diese Bestimmung nur bei solchen Phasen durchführen, welche sicher erkennbar sind.

Bei schwachen Orts- und Nahbeben erreicht nun meist das Seismogramm eine nur so geringe Länge, daß sich an demselben Messungen irgend welcher Art, sei es der Zeiten, Amplituden, Perioden usw. mit hinreichender Genauigkeit direkt nicht vornehmen lassen. Um solche dennoch zu ermöglichen, hat F. Etzold erfolgreich den Versuch gemacht, auf photographischem Wege eine stärkere Vergrößerung des direkt als photographisches Objekt benutzten Originalseismogramms zu erzielen.

Beispielsweise[1]) hatte das Böhmerwaldbeben vom 26. November 1902 in Leipzig auf dem Wiechertschen astatischen Pendelseismometer ein Seismogramm von 27 mm Länge hinterlassen. Aus ihm ist der in Fig. 105 wieder-

Tabelle LXI. Bebenzeiten zu Leipzig des Böhmerwaldbebens vom 26. November 1902.

	Unkorrigierte seismometrische Zeitregistrierung	Korrigiert nach der Fraunhoferschen Normaluhr der Leipziger Sternwarte. (Korrekt. = + 1m 38s)
Erster Einsatz	13h 17m 8s	13h 18m 46s
Beginn der Hauptphase	13 17 34	13 19 12
Ende der Hauptphase .	13 18 —	13 19 38
Ende des Bebens . . .	13 19 —	13 20 38

[1]) H. Credner: „Die vom Wiechertschen astatischen Pendelseismometer der Erdbebenstation Leipzig während des Jahres 1902 registrierten Nahbeben“. Bericht der mathem.-phys. Klasse der Königl. Sächs. Akademie der Wissenschaften zu Leipzig, 1903.

gegebene photographische Abzug hervorgegangen, welcher die bereits durch den Registrierapparat 250fach vergrößerte Bodenbewegung in fünffacher, also insgesamt in 1250facher Vergrößerung wiedergibt. Für den Eintritt und die Dauer der einzelnen Phasen ergeben sich daraus die nebenstehenden Zeitmaße (Tabelle LXI).

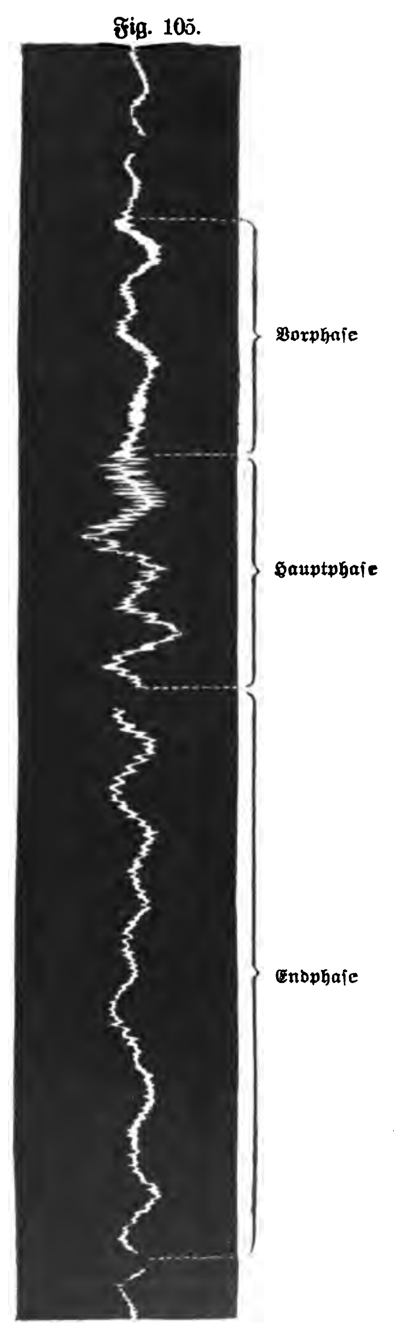
Mitunter bereitet die Ermittelung der genauen Eintrittszeit der Hauptstörung, welcher eine mittlere Fortpflanzungsgeschwindigkeit von 3,3 km zukommt, Schwierigkeit; letztere ist aber durch die Formel[1]):

$$I_1 + 4\,(I_2 - I_1)\ \text{Minuten}$$

gegeben; man hat also nur die mit 4 multiplizierte (in Minuten ausgedrückte) Zeitdifferenz zwischen den beiden ersten Phasen zur Eintrittszeit des Bebens hinzuzufügen, um die Eintrittszeit dieser Phase zu erhalten.

Bemerkt sei noch, daß die I. Internationale Seismologische Konferenz in Straßburg 1901 zur Erleichterung der Übersicht und Vergleichbarkeit auf Anregung von F. R. Helmert den Wunsch aussprach, in den Veröffentlichungen alle Zeitangaben der Erdbeben auf Weltzeit, d. i. den Greenwicher Nullmeridian zu reduzieren. Demzufolge beginnt die Zählung mit dem mittleren Greenwicher Mittag; von diesem ab bis zum folgenden Mittag wird von 0 Uhr bis 24 Uhr durchgezählt. Diese Reduktion ist naturgemäß leicht auszuführen, weil

Fig. 105.



Leipziger Diagramm des Böhmerwaldbebens vom 26. November 1902 in fünffacher photographischer Vergrößerung. Nach F. Etzold.

[1]) W. Láska: „Bericht über die Erdbebenbeobachtungen in Lemberg während des Jahres 1901". Nr. IX der neuen Folge der „Mitteilungen der Erdbebenkommission der Kaiserl. Akademie der Wissenschaften in Wien", 1902.

es sich nur um die Hinzufügung einer Konstanten an die in der Stationszeit ausgedrückten Zeitmomente handelt.

III. Bestimmung der Entfernung des Epizentrums.

Diese ist aus dem Grunde von ganz besonderer Wichtigkeit, weil man dadurch — unter der Voraussetzung mehrerer Beobachtungsorte — auch diejenigen Epizentren zu ermitteln vermag, welche in unzugänglichen Gegenden oder gar auf dem Meere gelegen sind.

Im allgemeinen beruhen derartige Methoden auf der Erfahrungstatsache, daß die Dauer der Vorstörung zu der Entfernung des Epizentrums in einem ganz bestimmten Verhältnisse steht; vgl. S. 181.

1. **Methode.** Eine zahlenmäßige Abschätzung der Entfernung des epizentralen Gebietes bei Fernbeben läßt sich dadurch erzielen, daß man die in Sekunden ausgedrückte Zeitdifferenz zwischen dem Beginn der Hauptphase und dem Eintritt der ersten Vorphase mit einer empirisch ermittelten konstanten Zahl 5 oder 5,5 multipliziert.

Ein Beispiel[1]) möge zur Erläuterung dienen: Die Zahl der zwischen dem Beginn der Hauptphase des Molukkenbebens vom 28. März 1902 und dessen erstem Einsatze auf dem Seismogramm liegenden Sekunden beträgt $(16^h 33^m) - (15^h 58^m 20^s) = 2080^s$; das 5,5fache dieser Zahl ist 11440, und zwar Kilometer, während nach Abmessung auf einem Globus das Epizentrum Halmahera von Leipzig 11600 km entfernt ist, also gewiß eine gute Übereinstimmung der Berechnung mit der Tatsache.

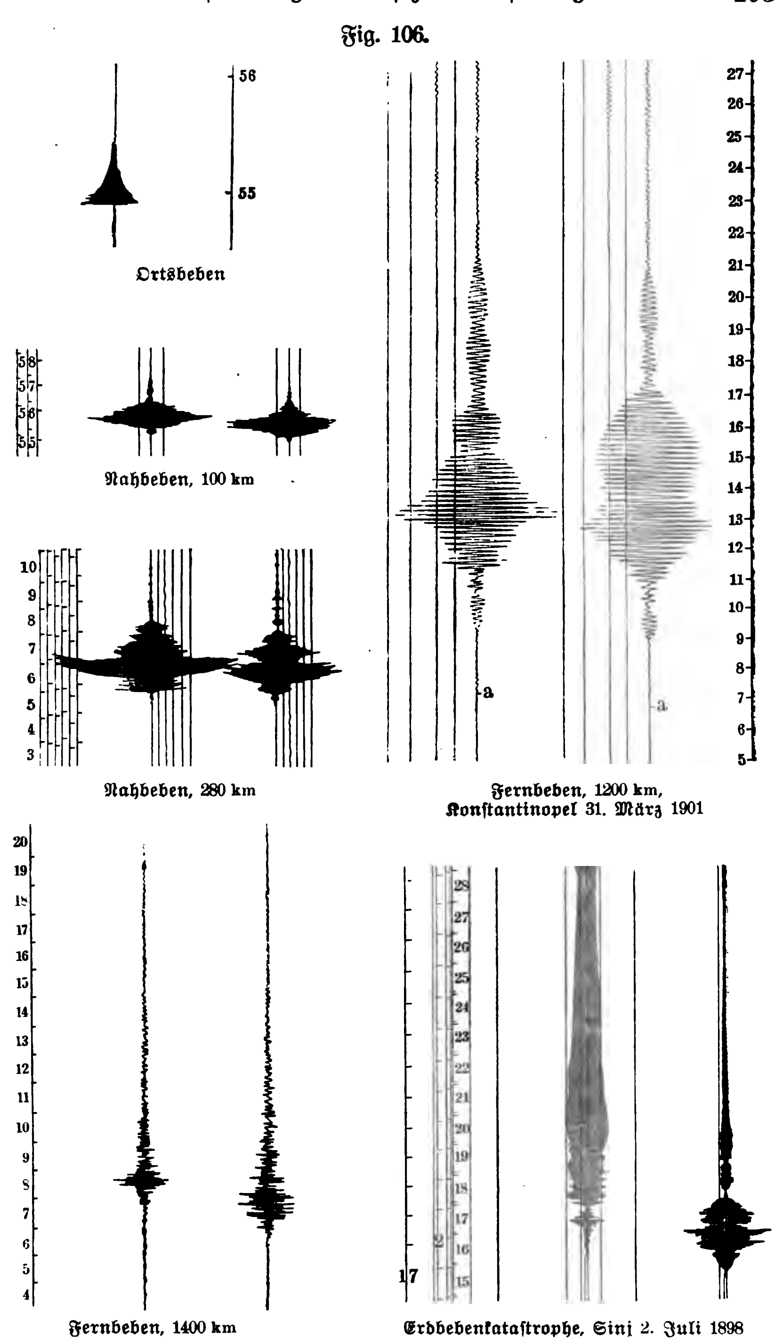
2. **Methode.** Ferner kann man sich noch folgendes zunutze machen. Die Erfahrung hat nämlich gelehrt, daß vom gleichen Herde bei wiederholten Erdbeben die an ein und demselben Orte und mit demselben Seismometer erhaltenen Diagramme untereinander sehr ähnlich sind; dieses findet seine Begründung darin, daß die Erdbebenwellen gezwungen sind, jedesmal den gleichen Weg zurückzulegen, wobei sie unterwegs den gleichen Beeinflussungen unterworfen sind. Infolgedessen fällt es nicht schwer, ohne jegliche Rechnung den jeweiligen Herd für ein Fernbeben wenigstens näherungsweise zu bestimmen, vorausgesetzt, daß mehrere Diagramme von dem betreffenden Bebenherde zum Vergleiche vorliegen.

3. **Graphische Methode nach J. Milne**[2]). Man bestimmt den Zeitunterschied in Minuten zwischen dem Eintreffen der Wellen der Vorstörung und der Hauptstörung. Dann trägt man (Fig. 107) von

[1]) Nach F. Etzold: „Das Wiechertsche astatische Pendelseismometer der Erdbebenstation Leipzig und die von ihm gelieferten Seismogramme von Fernbeben". Berichte der mathem.-phys. Klasse der Königl. Sächs. Gesellschaft der Wissenschaften zu Leipzig, 1902, S. 298.

[2]) J. Milne: „Seismological Observations and Earth Physiks". Im Januarheft 1903 von „The geographical Journal".

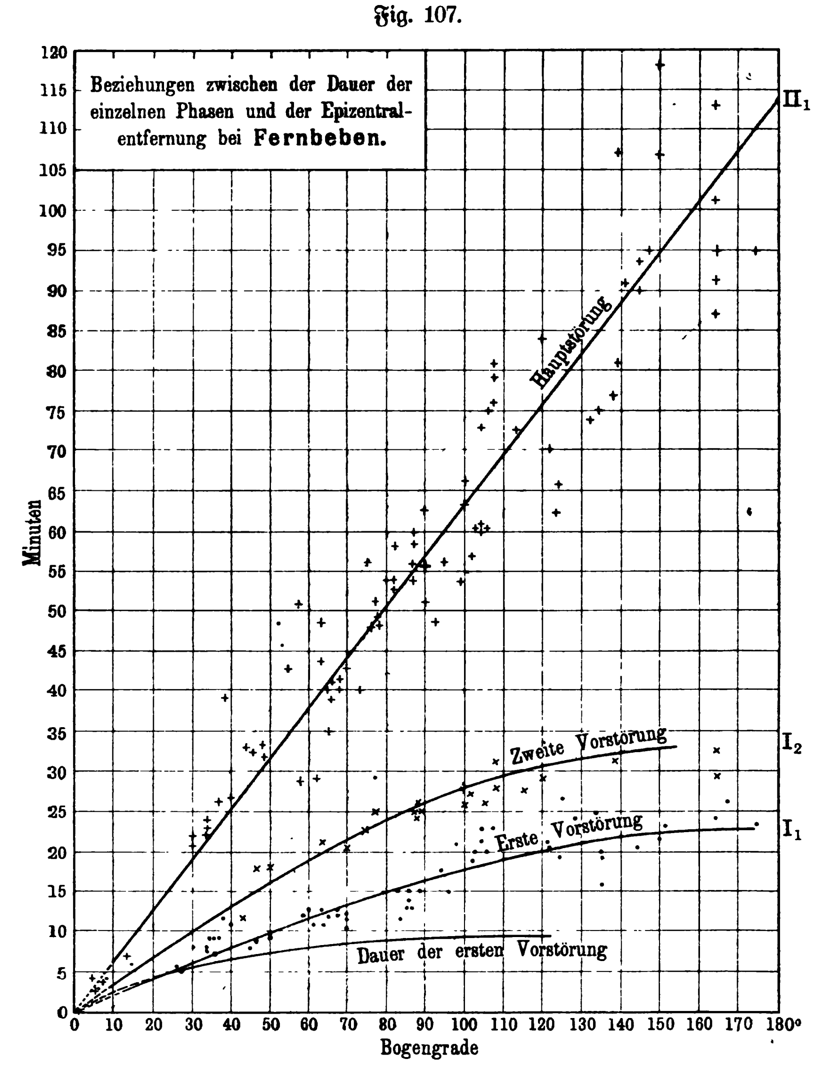
Fig. 106.



Einige Erdbebendiagramme, aufgezeichnet durch ein Vicentinisches Seismometer. Nach A. Belar.

der Zeitkurve II_1 des Beginnes der Hauptstörung senkrecht nach unten hin die betreffende Minutenzahl ab, zieht durch den so gewonnenen

Fig. 107.



Kurven zur Bestimmung der Epizentralentfernung.
Nach J. Milne.

Punkt eine Parallele zur Linie II_1, bis diese die Kurve I_1 schneidet. Ein Lot von diesem Schnittpunkte zur unteren wagerechten Linie (Abszisse) gibt dann die sphärische Entfernung $\varDelta$ des Epizentrums in Bogengraden an.

Beispiel: Beginn der Vorstörung I_1 5 Uhr 15 Minuten
„ „ Hauptstörung II_1 5 „ 50 „
Zeitunterschied 35 Minuten

also sphärische Entfernung $\varDelta$ des Epizentrums 80°.

4. **Regel W. Láskas**[1]). Diese höchst einfache Methode, welche die Berechnung im Kopfe vorzunehmen gestattet, hat streng genommen nur für Epizentralentfernungen von mehr als 4000 km Gültigkeit. Bezeichnet man mit $\varDelta$ die sphärische Entfernung des Epizentrums in Kilometern, sowie mit I_0 die Eintrittszeit des Bebens am Epizentrum selbst, so hat man nach Omoris Untersuchungen:

$$\varDelta\,\text{km} = 12{,}8\ (I_1 - I_0)^s,$$
$$\varDelta\,\text{km} = 7{,}2\ (I_2 - I_0)^s,$$

wobei I_1 und I_2 die Eintrittszeiten der ersten und zweiten Vorstörung bezeichnen. Aus diesen Gleichungen läßt sich eine leicht zu merkende Regel ableiten, welche wie folgt lautet: Drückt man die Differenz der Eintrittszeiten der Phasen I_1 und I_2 in Minuten aus und vermindert diese Zahl um eine Einheit, so erhält man die Entfernung $\varDelta$ des Epizentrums in 1000 km ausgedrückt.

Nachstehendes Tabellchen LXII gibt ein Bild der Genauigkeit dieser Regel bei einigen Erdbeben:

Tabelle LXII. Verhalten der ersten Vorstörung zur Epizentralentfernung.

$I_2 - I_1$	$\varDelta$ berechnet	$\varDelta$ beobachtet
7,6 Minuten	6 600	6 100
5,8 „	4 800	4 800
10,3 „	9 300	9 200
9,9 „	8 900	8 990
10,6 „	9 600	9 580

5. **Mathematische Berechnungen nach W. Láska.** Die größte Genauigkeit erzielt man jedoch auf rein mathematische Weise. W. Láska[2]) hat eine Reihe von Formeln aufgestellt, welche

[1]) W. Láska: „Bericht über die Erdbebenbeobachtungen in Lemberg während des Jahres 1901". In den Mitteilungen der Erdbebenkommission der Kaiserl. Akademie der Wissenschaften in Wien, Nr. XI der neuen Folge, Wien 1902. — Es darf jedoch nicht verhehlt werden, daß von verschiedenen Seiten gegen diese Regel sachliche Einwendungen erhoben werden.

[2]) W. Láska: „Über die Berechnung der Fernbeben". Nr. XIV der neuen Folge der „Mitteilungen der Erdbebenkommission der Kaiserl. Akademie der Wissenschaften in Wien"; Wien 1903. — Herr Prof. Dr. Láska hat mir in zuvorkommendster Weise die vollinhaltliche Wiedergabe der Abhandlung, sowie den Abdruck der Hilfstafeln erlaubt, wofür ihm an dieser Stelle der verbindlichste Dank abgestattet sei.

derartige Berechnungen ermöglichen und für alle sphärischen Entfernungen von 500 bis 12500 km sicher gelten; auch hat derselbe die im Anhange dieses Handbuches abgedruckten Hilfstafeln berechnet, welche die Durchführung der Rechnungen wesentlich erleichtern. Diese Tafeln leisten aber nicht nur bei der Berechnung der Epizentra, sondern auch bei der Reduktion der Seismogramme wichtige Dienste, weil sie Normalzeiten für den Beginn der drei Hauptphasen der Fernbeben liefern. Nachstehend seien die Ausführungen Láskas wegen ihrer hervorragenden praktischen Bedeutung wiedergegeben:

Bezeichnen wir mit

V_1 den Beginn der Störung überhaupt,
V_2 „ „ „ zweiten Vorphase,
B „ „ „ Hauptphase,

alles in Minuten ausgedrückt, sowie mit

Δ die sphärische Entfernung des Epizentrums

in 1000 km, so gelten nachstehende empirische Gleichungen:

$$1 + \Delta = V_2 - V_1 \quad \dots\dots\dots (1)$$
$$3\,\Delta = B - V_1 \quad \dots\dots\dots (2)$$

Aus diesen ergibt sich

$$B = V_1 + 3 . \Delta \quad \dots\dots\dots (3)$$
$$V_2 = V_1 + (1 + \Delta) \quad \dots\dots\dots (4)$$

Wenn angenommen wird, daß in der Gleichung (1) der Bestimmung der Größe Δ das Gewicht 1 zukommt, so hat die Bestimmung des Δ aus der Gleichung (2) das Gewicht 3. Wir erhalten so die genauere Gleichung

$$\Delta = \frac{(B + V_2) - \{2\,V_1 + 1\}}{4} \quad \dots\dots (5)$$

Eliminieren wir aus den Gleichungen (1) und (2) die Größe Δ, so folgt

$$B - V_1 = 3\,\{V_2 - V_1 - 1\} \quad \dots\dots (6)$$

Diese Formeln gelten nur für gedämpfte Pendel; um sie auch auf ungedämpfte anwenden zu können, müssen mehrere Reihen von Beobachtungen vereinigt und ihre Gewichte bestimmt werden; denn nur so kann der Einfluß der Eigenschwingungen zum Teil eliminiert werden.

Eine zweite Voraussetzung ist, daß am Zentrum nur ein[1] Erregungsstoß stattfand. Finden mehrere statt, so entspricht die Figur des Photogramms nicht mehr der einfachen Form, auf welcher die obigen Formeln aufgebaut wurden.

---

[1]) Da aber diese Voraussetzung in Wirklichkeit nur selten erfüllt wird, so sind der Anwendbarkeit der Formel leider enge Grenzen gezogen.

Um den Gebrauch dieser Formeln darzutun, nehmen wir die Leipziger Beobachtungen des Jahres 1902, angestellt am astatischen Pendel von Wiechert. Dieses Instrument steht zwar an Empfindlichkeit etwas den leichten Horizontalpendeln nach, besitzt aber eine ausgezeichnete Dämpfung und liefert demzufolge die reinsten Bilder. Wir geben nachstehend die Zusammenstellung der dort angeführten Beben, deren Epizentra genau festgestellt werden konnten.

			Berechnetes $\varDelta$	Wahres $\varDelta$
28. März	$V_1 = 15^h\,58{,}3^m$			
	$V_2 = 16\quad 10{,}5$	12,2 — 1 =	11 200	
	$B = 16\quad 33{,}0$	34,7 : 3 =	11 600	
		Formel (5)	11 500	11 500
19. April	$V_1 = 3^h\,32{,}6^m$			
	$V_2 = 3\quad 42{,}9$	10,3 — 1 =	9 300	
	$V_3 = 4\quad 1{,}5$	28,9 : 3 =	9 600	
		Formel (5)	9 525	9 500
5. Juli	$V_1 = 15^h\,59{,}4^m$			
	$V_2 = 16\quad 2{,}0$	2,6 — 1 =	1 600	
	$B = 16\quad 3{,}4$	4,0 : 3 =	1 300	
		Formel (5)	1 375	1 400
19. Juni	$V_1 = 20^h\,23{,}6^m$			
	$V_2 = —\quad —$			
	$B = 20\quad 25{,}0$	1,4 : 3 =	460	460

Wir sehen also fast absolute Übereinstimmung für alle Entfernungen von 460 bis 11 500 km.

Gehen wir nun zu den Schwerpendeln japanischer Bauart über, so müssen wir solche Fälle aufsuchen, wo von einem Epizentrum mindestens zwei Beben beobachtet worden sind. Hier hat eine eingehende Untersuchung vieler Fälle gezeigt, daß V_2 im allgemeinen viel besser zu bestimmen ist als B. Die Formel (5) darf also hier nicht angewendet werden, es müssen vielmehr die Gewichte p, q der einzelnen Bestimmungen von $\varDelta$ aus den Gleichungen (1) und (2) separat bestimmt werden. Dann ist

$$\varDelta = \frac{\varDelta_1 p + \varDelta_2 q}{p + q} \quad . \; . \; . \; . \; . \; . \; . \; . \quad (7)$$

der plausibelste Wert von $\varDelta$.

Als Beispiel seien die Beben Nr. 2, 193, 196 und 197 in Omoris Publikation[1]) angenommen, deren Epizentrum in einer Entfernung von 6100 km in Alaska lag. Wir haben

Nr.	$V_2 - V_1$	v	v^2
2	7,3	+0,2	0,04
193	7,6	−0,1	0,01
196	7,6	−0,1	0,01
197	7,7	−0,2	0,04
Mittel	= 7,5	$[v^2]$ =	0,10

Mittlerer Fehler

$$\sqrt{\frac{0{,}10}{3}} = \pm 0{,}2 \text{ rund}$$

[1]) In Nr. 5 der „Publications of the Earthquake Investigation Committee in Foreign Languages“; Tokyo 1901.

Nr.	$B - V_1$	v	v^2
2	14,6	+ 0,5	0,25
193	17,2	— 2,1	4,41
196	14,5	+ 0,6	0,36
197	14,2	+ 0,9	0,81
Mittel =	15,1	$[v^2]$ =	5,83

Mittlerer Fehler

$$\sqrt{\frac{5{,}83}{3}} = \pm 1{,}4 \text{ rund}$$

Wir haben demnach

$$V_2 - V_1 = 7{,}5^m \pm 0{,}2^m$$
$$B - V_1 = 15{,}1 \pm 1{,}4$$

Damit ergibt sich auf 100 km abgerundet:

$$\varDelta_1 = 6\,500 \pm 200 \text{ km} \quad \text{Gewicht } 5$$
$$\varDelta_2 = 5\,000 \pm 500 \text{ km} \quad \text{Gewicht } 1$$

und

$$\varDelta = \frac{5\varDelta_1 + \varDelta_2}{5 + 1} = 6\,200 \text{ km}$$

in vollkommenster Übereinstimmung mit dem wirklich beobachteten Werte 6100 km, welcher natürlich auch nur rund auf 100 km sicher ist.

Als zweites Beispiel behandeln wir die Erdbeben, welche im Jahre 1897 in Straßburg beobachtet wurden und deren Epizentrum in der Nähe von Japan lag. Die sphärische Entfernung in diesem Falle beträgt rund 10000 km. Wir haben, indem wir die Numerierung der Quelle beibehalten:

Nr.	$V_2 - V_1$	v	v_2
90	11,4	— 0,5	0,25
103	11,5	— 0,6	0,36
115	10,3	+ 0,6	0,36
134	10,3	+ 0,6	0,36
Mittel =	10,9	$[v_2]$ =	1,33

Mittlerer Fehler

$$\sqrt{\frac{1{,}33}{3}} = \pm 0{,}7^m \text{ rund}$$

Nr.	$B - V_1$	v	v_2
90	37,2	— 2,7	7,29
103	35,0	— 0,5	0,25
115	33,4	+ 1,1	1,21
134	32,5	+ 2,0	4,00
Mittel =	34,5	$[v^2]$ =	12,75

Mittlerer Fehler

$$\sqrt{\frac{12{,}75}{3}} = \pm 2{,}0^m \text{ rund}$$

Demnach

$$V_2 - V_1 = 10{,}9^m \pm 0{,}7^m$$
$$B - V_1 = 34{,}5 \pm 2{,}0$$

Damit rund auf 100 km:

$$\varDelta_1 = 9\,900 \pm 700 \text{ km} \quad \text{Gewicht } 1$$
$$\varDelta_2 = 11\,500 \pm 700 \text{ km} \quad \text{Gewicht } 1$$

also den plausibelsten Wert

$$\varDelta = \frac{1}{2}(\varDelta_1 + \varDelta_2) = 10\,700 \text{ km.}$$

Wir erhalten also eine Entfernung von mehr denn 10000 km auf mehrere 100 km unsicher. Die Epizentra lagen sicher in der Nähe von Japan, weil Japan das Schüttergebiet war, sind aber nicht bekannt und dürften im Meere liegen. Wir haben auch hier, soweit es die mittleren Fehler der Ent-

fernungen zulassen, eine vollkommene Übereinstimmung der berechneten und wirklichen Entfernungen.

Nachdem wir so die Anwendbarkeit der Formeln für drei verschiedenartig gebaute und an verschiedenen Orten aufgestellte Instrumente gezeigt haben, wollen wir einige Folgerungen aus unseren Formeln ziehen. Aus (1) und (2) folgt

$$2\Delta - 1 = B - V_2 \quad . \; . \; . \; . \; . \; . \; . \quad (7a)$$

eine Formel, welche für die Berechnung der Entfernung angewendet werden kann in dem Falle, wo V_1 unsicher ist. Aus dieser Formel folgt, daß V_2 nur dann auftreten kann, wenn

$$\Delta > 500 \text{ km}.$$

Ist demnach die zweite Vorphase vorhanden, so beträgt die sphärische Entfernung vom Epizentrum mehr als 500 km.

Ferner erhalten wir

$$\frac{B - V_2}{V_2 - V_1} = \frac{2\Delta - 1}{\Delta + 1} \quad . \; . \; . \; . \; . \; . \; . \; . \; . \quad (8)$$

was man auch schreiben kann

$$\frac{B - V_2}{V_2 - V_1} = 2 - \frac{3}{\Delta + 1}.$$

Daraus entnehmen wir, daß das Verhältnis von $B - V_2$ zu $V_2 - V_1$ rund zwischen $1/2$ und 2 liegt. Tragen wir ferner $V_2 - V_1$ als Abszisse und $B - V_2$ als Ordinate auf, so erhalten wir eine Gerade mit der Gleichung

$$y = 2x - 3 \quad . \; . \; . \; . \; . \; . \; . \; . \; . \quad (9)$$

Wir geben nun eine Anwendung der Tafel I auf die Diskussion eines Photogramms und wählen hierzu die Straßburger Beben Nr. 123 und 124, weil bei ihnen das Epizentrum bekannt ist und man daher eine Kontrolle hat.

Die Originalzahlen lauten:

	Nr. 123	Nr. 124
V_1	$16^h\ 37{,}9^m$	$18^h\ 45{,}4^m$
V_2	16 44,2	18 55,2
B	16 50,9	18 59,0

Suchen wir die Unterschiede, so folgt:

$V_2 - V_1$ . . .	$6{,}3^m$	$9{,}8^m$
$B - V_1$ . . .	13,0	13,6

Es entspricht also nur das Beben Nr. 123 der Tafel. Bilden wir daher die Entfernungen, so folgt aus der Tafel I:

5300 km	8800 km
4300 km	4500 km

Die Tafel zeigt, daß nur das erste Beben ein Normalbild lieferte. Die Formel (5) gibt

$$\Delta = 4500 \text{ km}.$$

Der Anblick des Seismogramms müßte zeigen, ob die Figur bei Nr. 124 auch eine normale war. Wäre dieses der Fall, dann würde sich wohl entscheiden lassen, ob V_2 oder B bei Nr. 124 falsch angenommen wurde.

IV. Bestimmung der Richtung.

Erst die Ermittelung der Richtung[1]), in welcher das Epizentrum gelegen ist, verleiht der Entfernungsschätzung den vollen Wert. Zwar ergibt sich die örtliche Stoßrichtung in einfacher Weise als Resultierende aus den Hauptausschlägen der beiden Komponenten nach dem bekannten Konstruktionsprinzip des Parallelogramms der Kräfte; aber damit ist in Wirklichkeit praktisch nichts gewonnen, trotzdem man früher glaubte, die örtliche Stoßrichtung als diejenige Richtung ansehen zu dürfen, in welcher das Epizentrum gelegen ist; vgl. S. 208 bis 210.

Daß diese letztere Ansicht eine durchaus irrige war, erhellt zur Genüge aus folgender Erwägung: Daß durch die so endlose Gliederung der Erdrinde Zersplitterungen der vom Hypozentrum ausgehenden Erdbebenwellen entsteht, ist klar. Auch kann und muß die Richtung der zur Oberfläche gelangenden Wellen, selbst wenn sie durch Zersplitterung nur einer einzigen Welle entstanden wären, eine ganz andere sein als die ursprüngliche; dazu kommen noch die Elastizitätswirkungen der Gebäude, der Pfeiler oder sonstigen Träger der Seismometer und die Eigenart der Instrumente selbst. Unter Anwendung des Huygensschen Prinzips[2]) findet man, daß es einen von der Beschaffenheit des Erdbodens und der Baulichkeit der Erdbebenwarte bestimmten Punkt gibt, in welchem sich die bis dahin vereint fortpflanzende Welle spaltet, um einen Strahl in den Pendelpfeiler, den anderen in die Registrierwalze zu senden. Infolgedessen ist es klar, daß jedes Erdbebendiagramm die Aufzeichnung jener Differentialschwingungen darstellt, welche das Pendel und die Registrierwalze gegeneinander vollführen, so daß es sich also nur auf den seismischen Zustand der nächsten Umgebung des Instrumentes beziehen kann.

Infolgedessen genügen die Beobachtungen einer einzelnen Station nicht zur Bestimmung des Bebenherdes.

V. Berechnung des Epizentrums.

Völlig einwandfrei läßt sich die Lage des Epizentrums (ausgedrückt durch Koordinaten, d. i. die geographische Länge λ und Breite φ)

[1]) W. Schlüter glaubt annehmen zu dürfen (V. Band, S. 450 bis 451 von Gerlands „Beiträgen zur Geophysik"), bei Registrierungen der Vertikalkomponente aus der Richtung eines scharfen Einsatzes der Vorläufer schließen zu können, von welcher Seite her ein Erdbeben eintrifft. Jedoch bleibt die Sicherstellung dieses Ergebnisses durch Häufung von Beobachtungen noch abzuwarten.

[2]) Vgl. R. v. Kövesligethy: „Über die Lesung seismischer Diagramme". In den Verhandlungen der I. Internationalen Seismologischen Konferenz. Leipzig 1902.



nur dann berechnen, wenn man instrumentelle Beobachtungen des betreffenden Erdbebens von mehreren, mindestens aber drei Orten zur Verfügung hat, woraus sich $\varDelta$ ableiten läßt.

W. Láska führt in seiner vorher zitierten Abhandlung darüber folgendes aus:

Es seien

$$\varphi \qquad \lambda$$

die geographischen Koordinaten des Epizentrums, sowie

$$\varphi_1\ \lambda_1 \qquad \varphi_2\ \lambda_2 \qquad \varphi_3\ \lambda_3 \ldots$$

jene der drei Beobachtungsorte. Setzt man

$$x = \cos\varphi\ \cos\lambda \qquad x_x = \cos\varphi_x\ \cos\lambda_x$$
$$y = \cos\varphi\ \sin\lambda \qquad y_x = \cos\varphi_x\ \sin\lambda_x$$
$$z = \sin\varphi \qquad z_x = \sin\varphi_x$$

und bezeichnet mit

$$(\varDelta_1),\ (\varDelta_2),\ (\varDelta_3) \ldots$$

die sphärischen Distanzen im Winkelmaß, so hat man

$$\cos(\varDelta_x) = x x_x + y y_x + z z_x \qquad x = 1, 2, 3 \ldots$$

und die Kontrollgleichung

$$x^2 + y^2 + z^2 = 1.$$

Die Größen x_x, y_x, z_x sind Konstanten der Beobachtungsstation und können der Tafel III entnommen werden. Die Größe $(\varDelta_x)$, sowie $\log\cos(\varDelta_x)$ liefert die Tafel II, nachdem mit Hilfe der Tafel I die Größe $\varDelta_x$ bestimmt wurde. Mindestens zwei $\varDelta$ sind notwendig, um φ und λ überhaupt bestimmen zu können, drei sind erforderlich, wenn man die obigen Formeln anwenden will. Sind mehrere gegeben, so kann nach der Methode der kleinsten Quadrate ausgeglichen werden. Sind x, y bestimmt, so folgt

$$\tan\lambda = \frac{y}{x}$$

$$\sin\varphi = z,$$

womit die geographischen Koordinaten des Epizentrums bestimmt sind. Bei Anwendung dieser Formel ist natürlich auf deren geometrische Bedeutung Rücksicht zu nehmen.

Als Beispiel nehmen wir das vorher behandelte Beben vom 5. Juli 1902, dessen Epizentrum sich in der Nähe von Saloniki, also rund $\varphi = 40^\circ$, $\lambda = 23^\circ$ E. Gr. befand. Die Elemente sind:

Leipzig	Lemberg	Rom
$\varphi_1 = 51^\circ 20'$	$\varphi_2 = 49^\circ 50'$	$\varphi_3 = 41^\circ 54'$
$\lambda_1 = 12^\circ 23'$	$\lambda_2 = 24^\circ\ 1'$	$\lambda_3 = 12^\circ 29'$
$\varDelta_1 = 1400$ km	$\varDelta_2 = 900$ km	$\varDelta_3 = 500$ km

Die Berechnung von $\varDelta_1$ haben wir auf S. 297 geliefert. Das Photogramm von Lemberg liefert:

$$B - V_1 = 2{,}7^m, \text{ also } \varDelta_2 = 900 \text{ km}.$$

Die Beobachtung von Rom war nicht zugänglich, weshalb die Entfernung mit rund 500 km angenommen wurde.

Damit ergeben sich nachstehende Gleichungen:

Leipzig . . . . $[9{,}9894] = x\,[9{,}7855] + y\,[9{,}1270] + z\,[9{,}8925]$
Lemberg . . . $[9{,}9956] = x\,[9{,}7703] + y\,[9{,}4192] + z\,[9{,}8832]$
Rom . . . . . $[9{,}9987] = x\,[9{,}8614] + y\,[9{,}2065] + z\,[9{,}8247]$

Ihre Auflösung liefert

$$x = [9{,}8579]$$
$$y = [9{,}4887]$$
$$z = [9{,}8018]$$

und damit erhält man

$$\varphi = 39^\circ\,19', \qquad \lambda = 23^\circ\,8'.$$

Die Zahlen in Klammern sind Logarithmen. Da die Entfernungen auf ± 100 km unsicher sind, so kann man das Resultat auch rund $\pm 1^\circ$ annehmen. Wären mehr Beobachtungen vorhanden, so wäre das Resultat wesentlich genauer.

VI. Bestimmung der Bebenstärke am Epizentrum.

Aus dem Seismogramm einen Rückschluß auf die Stärke des Erdbebens am Epizentrum zu ziehen, ist nur dann möglich, wenn genügendes Vergleichsmaterial vorliegt, d. h. wenn von einem und demselben genau bekannten Erschütterungsherde eine Anzahl von Erdbeben verschiedener, aber bekannter Stärke zur Registrierung gelangten. Daß solches in der Regel nur selten zutrifft, ist ohne weiteres klar, ebenso, daß die so gewonnenen Ergebnisse ausschließlich für gerade diesen einen Herd und Beobachtungsort Geltung besitzen.

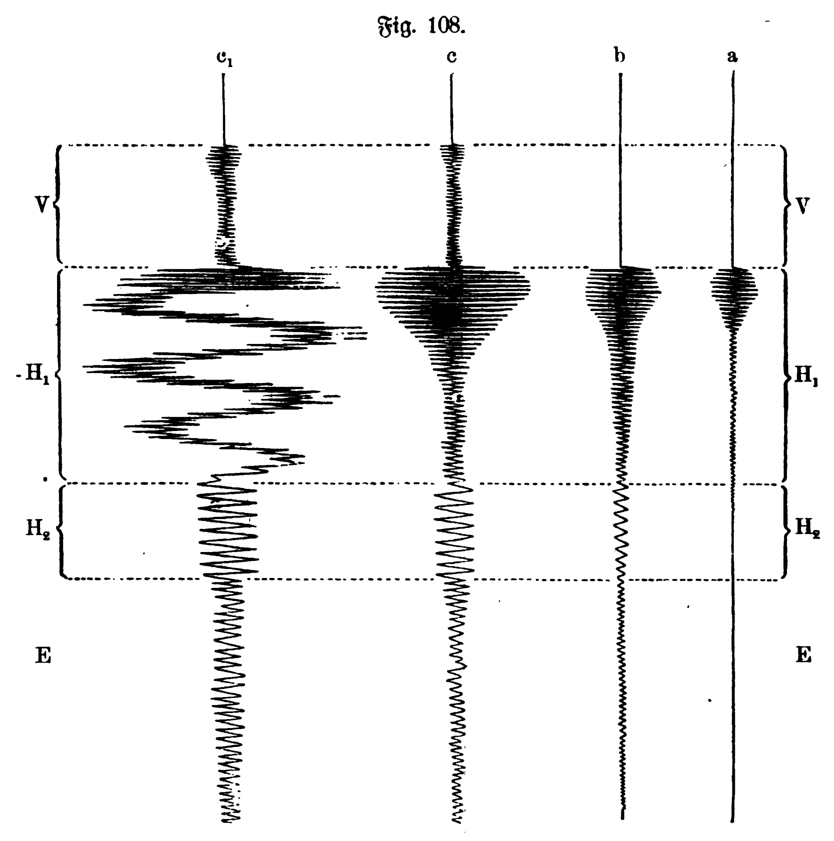
Mit einem interessanten und für weitere derartige Bestimmungen höchst lehrreichen Beispiele macht uns H. Credner[1]) bekannt. Gelegentlich des vogtländischen Erdbebenschwarmes vom 13. Februar bis 18. Mai 1903 gelangten durch das Wiechertsche astatische Pendelseismometer in Leipzig 44 Einzelbeben zur Registrierung, welche sämtlich vom südvogtländischen Herde ausgegangen waren. Dabei zeigte ein Vergleich dieser Seismogramme mit der Gesamtheit der jedesmal zeitlich entsprechenden makroseismischen Erscheinungen im vogtländischen Schüttergebiete in vollster Klarheit die höchst bedeutungsvolle Tatsache, daß die Ausbildungsweise der ersteren in strenger Abhängigkeit von dem Stärkegrade der im Vogtlande erfolgten und von dort ausgegangenen Stöße steht, daß sich demnach letzterer in der Art der Seismogramme deutlich widerspiegelt. Selbst wenn diese Seismogramme durch mikroseismische Unruhe und Eigenschwingungen des Pendels starke Verzerrungen erlitten hatten, ließen sie sich fast stets auf die nachstehend charakterisierten drei Typen zurückführen.

Typus III (vgl. Fig. 108 c und c_1), entsprechend dem 6. und 7. Grade der Rossi-Forelschen Stärkeskala, setzt sich zusammen: 1. Aus einer Vorstörung mit mehr oder weniger scharfem ersten Einsatz. 2. Aus einer

[1]) H. Credner: „Der vogtländische Erdbebenschwarm vom 13. Februar bis zum 18. Mai 1903 und seine Registrierung durch das Wiechertsche Pendelseismometer in Leipzig". Heft VI des XXVIII. Bandes der Abhandlungen der Königl. Sächsischen Gesellschaft der Wissenschaften, math.-phys. Klasse; Leipzig 1904.

Hauptstörung, diese in ihrem ersten Abschnitte mit den stärksten Schwingungen von jedoch nur so kurzen Perioden, daß sich die Ausschläge seitlich

Fig. 108.



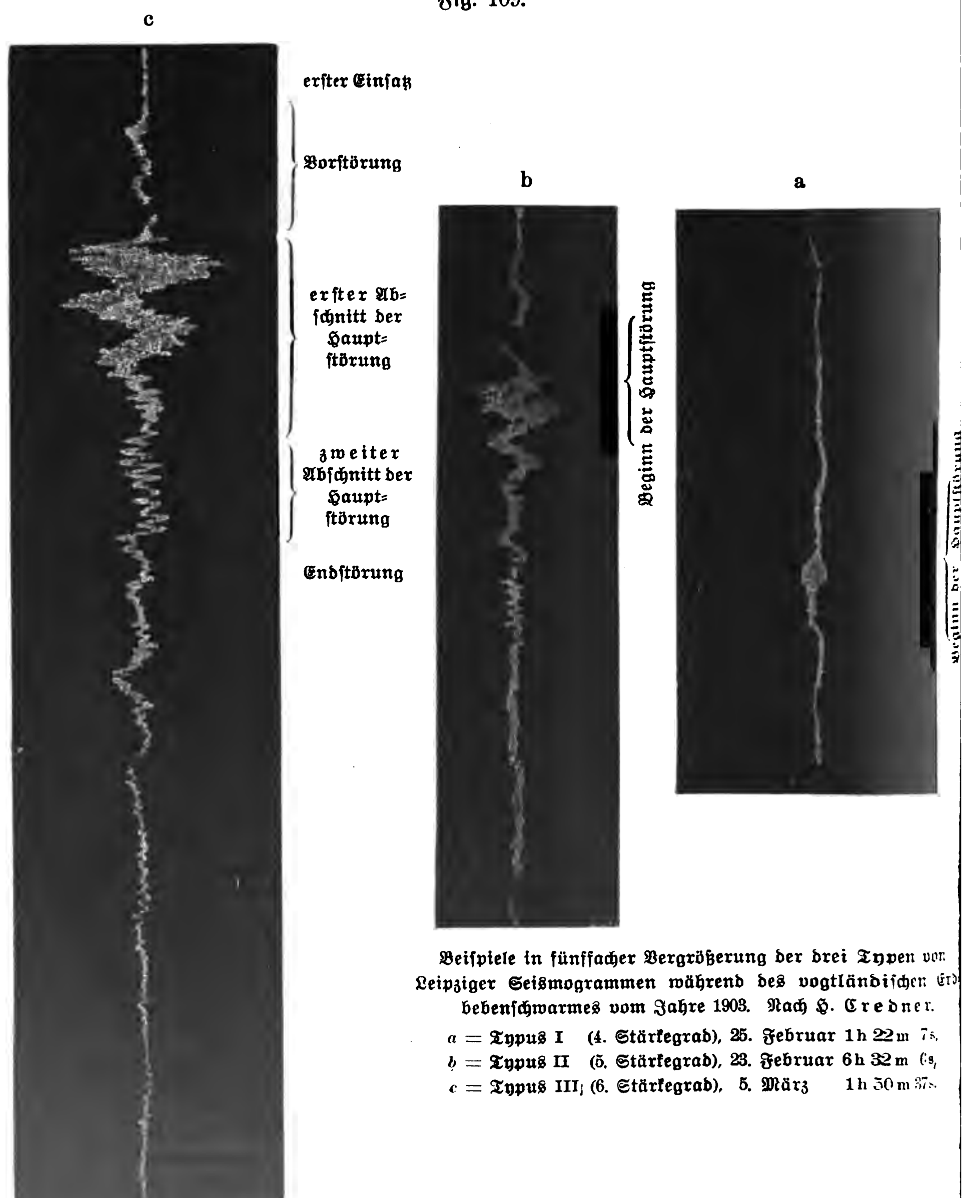
Schematische Darstellung der drei Typen von Leipziger Seismogrammen während des vogtländischen Erdbebenschwarmes vom Jahre 1903. Nach H. Credner.
a = Typus I, 4. Stärkegrad; *b* = Typus II, 5. Stärkegrad; *c* = Typus III, 6. bis 7. Stärkegrad; c_1 = Typus III, wobei die seismischen Ausschläge durch langperiodische Eigenschwingungen des Pendels verzerrt wurden. V = Vorstörung; H = Hauptstörung, und zwar H_1 Abschnitt mit kurzperiodischen, H_2 mit langperiodischen Ausschlägen; E = Endstörung.

decken und nur deren Spitzen aus der kompakten Gruppe von Aufzeichnungen hervorragen; im zweiten Abschnitte mit Ausschlägen von geringerer Amplitude, aber größeren Perioden, und infolgedessen offen und meßbar. Durch rasche Verkleinerung der Schwingungen des zweiten Teiles der Hauptstörung setzt sich derselbe meist deutlich von 3. der allmählich auslaufenden Endstörung ab. Beispiel Fig. 109 *c*.

Typus II (vgl. Fig. 108 *b*), entsprechend dem 5. Stärkegrade. Der erste Einsatz und die Ausschläge der Vorstörung machen sich nicht oder nur schwer bemerklich, so daß die Seismogramme direkt mit den größten, kurzperiodischen Ausschlägen der Hauptstörung beginnen, um dann, wie Typus III, in einen zweiten Abschnitt langperiodischer, also offener Schwingungen und durch diese allmählich in die Endstörung überzugehen. Beispiel Fig. 109 *b*.

Typus I (vgl. Fig. 108*a*), entsprechend dem 4. Stärkegrade. Es fehlt die Aufzeichnung der Vorstörung und des zweiten Abschnittes der Haupt=

Fig. 109.



Beispiele in fünffacher Vergrößerung der drei Typen von Leipziger Seismogrammen während des vogtländischen Erdbebenschwarmes vom Jahre 1903. Nach H. Credner.

a = Typus I (4. Stärkegrad), 25. Februar 1 h 22 m 7 s,
b = Typus II (5. Stärkegrad), 23. Februar 6 h 32 m 6 s,
c = Typus III (6. Stärkegrad), 5. März 1 h 30 m 37 s.

störung, sowie der Endstörung, so daß das Seismogramm nur noch aus den eng zusammengedrängten kurzperiodischen Ausschlägen des ersten Abschnittes der Hauptstörung besteht und die Form einer knopf-, spindel- oder kurz bandartigen, gezähnelten Verdickung der Tageslinie aufweist. Beispiel Fig. 109 *a*.

VII. Anordnung und Zusammenstellung des Beobachtungsmaterials.

Um die instrumentellen Beobachtungen eines Bebens weiterhin nutzbringend verwerten zu können, bedarf man zweierlei: Erstens einer Bearbeitung, welche darin gipfelt, die Entwickelung der seismischen Störungen in ihren Hauptphasen vor Augen zu führen, und zweitens einer nach gleichen Gesichtspunkten bearbeiteten vergleichenden Zusammenstellung der anderenorts gewonnenen Beobachtungsergebnisse. E. Rudolph hat vor der I. Internationalen Seismologischen Konferenz die wichtigsten Grundsätze [1]) hierfür entwickelt und dieselben für die Fernbeben [2]) der Jahre 1895 bis 1897 praktisch durchgeführt; aus den letzteren Veröffentlichungen seien einige Beispiele zur Veranschaulichung angeführt.

1. Bearbeitung einer Station. Die nachstehende Tabelle enthält ausgewählte Bruchstücke aus dem Verzeichnis der in Straßburg i. E. am v. Rebeur-Ehlertschen Horizontalpendel beobachteten Erdbebenstörungen. Alle Beobachtungen sind auf mitteleuropäische Zeit zurückgeführt; die einzelnen Momente jeder Störung sind in Stunden (h = lateinisch hora) und Minuten (m), von Mitternacht (0^h) bis Mitternacht gerechnet, angegeben. Die Einrichtung des Verzeichnisses ist ohne weiteres klar; nur auf einiges möge hier besonders hingewiesen werden.

Den Angaben über die einzelnen Phasen und Momente einer jeden Störung ist eine kurze Beschreibung des Verlaufes derselben, wie man sie dem Anblick der Störungsfigur entnehmen kann, vorausgeschickt, lediglich aus dem Grunde, um den Leser in den Stand zu setzen, sich ein Bild von der Störungsfigur zu machen. Zur Vereinfachung der Beschreibung sind nach dem Vorgange von R. Ehlert und E. v. Rebeur-Paschwitz für einige häufig wiederkehrende Formen folgende einfache Zeichen angewendet worden:

▷ bedeutet ein plötzliches Anschwellen der Bewegung und darauf allmähliche Abnahme;

(> bedeutet ein sehr rasches Anwachsen der Bewegung bis zum Maximum;

< bezeichnet eine allmählich wachsende Bewegung;

<> bedeutet allmähliches Anschwellen bis zum Maximum und darauf folgende allmähliche Abnahme.

---

[1]) E. Rudolph: „Art der Bearbeitung und Veröffentlichung der Fernbeben“, S. 176 bis 182 der Verhandlungen.

[2]) E. Rudolph: „Seismometrische Beobachtungen“. Im V. Bande von Gerlands „Beiträgen zur Geophysik“. — „Die Fernbeben des Jahres 1897“, ebenda.

Versetzungen des Pendels in seinen Lagern (vergl. Fig. 50) sind durch $Sg(S, N)$ = Senkung des Lotes nach Süd, Nord angedeutet.

Unter der Beschreibung folgen die Angaben, welche für die Beurteilung der Störung maßgebend sind. Als Maß für die Größe der Störung ist bei den Hauptmomenten die ganze Amplitude, in Millimetern ausgedrückt, in ( ) daneben gesetzt.

Tab. LXIII. Horizontalpendelbeobachtungen zu Straßburg i. E.

Nr.	Datum	Momente der Störung	h	m
		1895:		
305	8. April	Einfacher Stoß, >förmig (4) Anfang scharf	21	29,9
		Ende der Störung	21	35,4
307	14. April	Die Störung besteht im wesentlichen aus einer bedeutenden Versetzung des Pendels in seinen Lagern. Dem Abbruch der Kurve gehen einige Schwingungen voraus, wodurch dieselbe etwas erbreitert wird. Ebenso folgen nach dem Wiedererscheinen des Lichtpunktes etwas größere Schwingungen. Die beiden Enden der abgebrochenen Kurve sind durch einen schwachen Streifen verbunden.		
		Bruch der Kurve, Sg (N)	23	21,2
		Ende der Störung	23	28,2
318	3. Mai	Kleine (>förmige Störung.		
		Anfang der Störung	11	44,3
		Hauptstörung (3)	11	47,1
		Ende der Störung	11	57,1
320	10. Mai	Eine dreiphasige Störung. Derselben gehen zwei kleine ▷förmige Störungen voraus.		
		1. ▷förmige Störung	4	3,4
		2. ▷förmige Störung, Anfang	4	8,5
		Ende derselben	4	16,4
		Beginn der Hauptstörung mit kleinen Schwingungen	4	27,3
		1. <>förmige Phase, Anfang	4	30,5
		Maximum derselben (3)	4	31,6
		" der 2. <>förmigen Phase (3,5)	4	34,8
		" " 3. " " (2,5)	4	38,6
		Ende der Störung	4	50,6



Fortsetzung von Tabelle LXIII.

Nr.	Datum	Momente der Störung	h	m
368	20. Oktober	Eine der stärksten und merkwürdigsten Störungen! Die Tremors sind als drei Phasen von regelmäßig zunehmender Amplitude vertreten. Die Hauptstörung beginnt mit einem großen Ausschlag des Pendels; auf denselben erfolgt sofort eine Versetzung des Pendels, welche, wie gewöhnlich, mit einer starken Verminderung der Amplitude verbunden ist. Abgesehen von dieser ersten verläuft die Störung in vier starken Versetzungen, die stets infolge eines erneuten großen Ausschlages eintreten. Nach Beendigung derselben folgt eine große Anzahl von verschieden starken Ausschlägen, die den Eindruck erwecken, als wenn das Pendel fortwährend hin und her gestoßen worden sei. Erst später vereinigen sich dieselben zu besonderen Phasen.		
		Beginn der Tremors	10	34,3
		Maximum der 1. Phase der Tremors (1,5)	10	35,1
		„ „ 2. „ „ „ (2,5)	10	38,3
		„ „ 3. „ „ „ (2,8)	10	40,5
		Beginn der Hauptstörung (12,0) Sg (N) .	10	44,6
		2. Stoß (38,0) Versetzung des Pendels Sg (N)	10	51,9
		3. „ (45,0) „ „ „ „ „	11	1,2
		4. „ Amplitude nicht bestimmbar Sg (N)	11	16,9
		5. „ „ „ „ . . .	11	29,2
		Ende der großen Störungen	11	35,7
		Ende der ganzen Störung	13	20,1

(Siehe Tabelle LXIV.)

2. **Vergleichende Zusammenstellung.** In der folgenden Tabelle sind die im vorstehenden Straßburger Verzeichnisse enthaltenen Störungen mit ihrer Numerierung zugrunde gelegt. Die auf einer der anderen Stationen beobachteten entsprechenden Störungen sind mit ihrem Anfange in die gleiche Spalte mit der Straßburger Beobachtung gesetzt. Diejenigen Störungen, deren Nummer in ( ) gesetzt sind, sind dem Verzeichnis von L. Struve in Charkow entnommen. Ein ? neben einer Nummer bedeutet, daß der seismische Charakter der betreffenden Störung fraglich ist.

Tabelle LXV. Vergleichende Zusammenstellung des ersten Eintreffens von Fernbebenwellen.

Nr.	Datum	Straßburg	Charkow	Nicolajew	Shide	Ischia (Horizontalpendel mit mechan. Registrierung)	Padua	Siena	Rom	Rocca di Papa	Pavia
		(Horizontalpendel mit optischer Registrierung)					(Mikroseismograph „Vicentini")		(Seismometrograph)		
		h m	h m	h m	h m	h m s	h m s	h m s	h m s	h m s	h m s
						1895:					
305	8. April	21. 29,9	—	—	—	—	—	—	—	—	—
307	14. „	23. 21,2	23. 23,3	23. 4,0	—	23. 18. 1	23. 17. 16	23. 17. 50	23. 18. 15	23. 18. 26	23. 17. 30
318	3. Mai	11. 44,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—
320	10. „	4. 3,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—
(243)	25. September	K. B.	5. 34,9 5. 33,8	—	—	—	—	—	—	—	—
(244)	28. „	—	19. 14,3 19. 13,7	—	—	—	—	—	—	—	—
(245)	3. Oktober	Mikros. U.	18. 12,6 18. 12,4	—	—	—	—	—	—	—	—
363	4. „	12. 38,7	12. 21,9 12. 14,2	12. 24,5	—	—	von 11. 26 bis 12. 13	12. 23. 4 12. 29. 4	—	—	—
364	5. „	14. 38,3	14. 26,4 14. 24,1	15. 16,0	—	—	—	—	—	—	—
(248)	6. „	Mikros. U.	14. 6,1 14. 5,8	—	—	—	13. 47. 12 14. 56. 0	—	—	—	—
365	13. „	6. 18,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—
368	20. „	10. 34,3	10. 15,2 10. 13,2	10. 29,0	11. 30,0 (Maxim.)	9. 56. 0 (10. 36. 0)	10. 29. 44	—	—	—	—
						1896:					
420	1. März	6. 34,9	—	—	—	—	—	—	—	—	—
421	2. „	8. 38,2	8. 53,6 8. 52,1	8. 49,0	—	—	—	—	—	—	—
422	3. „	21. 43,2 (Maximum)	21. 24,3 21. 20,0	21. 25,5	—	—	—	—	—	—	—
423	4. „	5. 33,1	5. 31,2 5. 28,3	5. 37,0	—	6. 1. 0	5. 35. 0	—	5. 33. 0	5. 32. 58	5. 26. 10
424	4. „	17. 23,4 (Anf. d. H.)	17. 8,4 17. 5,0	17. 13,0	—	—	17. 6. 30 17. 29. 0	—	—	—	—
425	11. „	22. 32,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—
426	14. „	3. 58,6	3. 57,3	4. 2,0	—	—	—	—	—	—	—

Abkürzungen: K. B. = Keine Beobachtung; Mikros. U. = Mikroseismische Unruhe; Anf. d. H. = Anfang der Hauptstörung.

Auf diese Weise gewinnt man einen allgemeinen Überblick über die Fortpflanzung einer seismischen Störung über die Erde.

Will man aber tiefer in die Einzelheiten irgend einer seismischen Störung eindringen, wie es für theoretische Untersuchungen unerläßlich ist, so muß man auch in der vergleichenden Zusammenstellung die Zerlegung zum wenigsten in die drei Hauptphasen (vgl. Tabelle LXIV) vornehmen, so daß man von jeder die Anfangszeiten, sowie möglichst das Maximum der Amplitude und die zugehörige Schwingungsperiode angibt. Auch ist es hierbei von Wichtigkeit, zu wissen, von welchem Apparate auf den verschiedenen Stationen die Zeitangaben herrühren, da die Genauigkeit von deren Bestimmung, wie S. 230 des näheren ausgeführt wurde, für die einzelnen Instrumente eine verschiedene ist.

In der Tabelle LXVI, deren Einrichtung ohne weiteres ersichtlich ist, hat E. Rudolph ein Vorbild für eine solche Arbeit gegeben. Die Beobachtungsstationen sind bei jeder Störung so geordnet, wie sie nach dem Anfang der Störung aufeinander folgen. Bei der Angabe der benutzten Seismometer sind nachstehende Abkürzungen gebraucht worden: Smgr. = Seismometrograph, Gr. = großer, Ml. = mittlerer, Br. = nach Brassart; Hp. m. R. = mechanisch, Hp. o. R. = optisch registrierendes Horizontalpendel; Mksgr. V. = Mikroseismograph Vicentini, Geod. N. = Geodynamisches Niveau, Vs = Vasca sismica. Schließlich bringt die letzte Kolumne noch Literaturnachweise über Arbeiten, denen die in den beiden davor stehenden Kolumnen enthaltenen Notizen entnommen sind.

(Siehe Tabelle LXVI.)

Tabelle LXVI. Vergleichende Zusammenstellung der

Nr.	Datum	Beobachtungsstation	Anfang der 1. Phase h m s	Amplitude mm	Periode s	Anfang der 2. Phase h m s	Amplitude mm	Periode s	Anfang der 3. Phase h m s	Amplitude mm	Periode s
6	10. Januar	Catania . . .	22. 15. 56	—		22. 22. 12	—	—	—	—	—
						22. 22. 9	—	—	—	—	—
		Ischia	22. 17. 48	—	—	22. 23. 22	—	—	22. 33. 29	—	25,4
		Padua	22. 18. 9	—	—	—	—	—	22. 31. 18	—	35,0
		Straßburg . .	22. 20,6 S	2,0	—	22. 28,3 M	—	—	22. 39,4 M	—	—
		Nicolajew . .	(22. 22,1)	—	—	22. 25,1	—	—	—	—	—
		Potsdam . . .	(22. 30. etwa)	—	—	—	—	—	—	—	—
		Dorpat	(22. 32,4)	—	—	—	—	—	22. 33,5	—	—
		Rom	(22. 28,1)	—	—	—	—	—	22. 32,3	—	—
8	16. Januar	Ischia	17. 8. 51	—	—	17. 15. 26	—	—	17. 17. 36	—	—
		Straßburg . .	(17. 12,3 M)	5,0	—	—	—	—	—	—	—
		Dorpat	(17. 26. 0)	—	—	—	—	—	—	—	—
			(17. 14. 0)	—	—	—	—	—	—	—	—
		Potsdam . . .	(17. 32,3)	1,5	—	—	—	—	—	—	—
67	28. Mai	Catania . . .	33. 38. 8	—	—	—	—	—	23. 40. 3	—	—
			23. 38. 57	—	—	—	—	—	23. 40. 6	—	—
			(23. 40. 2)	—	—	—	—	—	23. 40. 2	—	—
			(23. 40. 2)	—	—	—	—	—	—	—	—
		Rom	23. 39. 10	—	—	23. 40. 5	0,8	—	23. 41. 0	—	—
			23. 39. 15	—	—	—	—	—	23. 41. 0	—	—
			23. 39. 50	—	—	—	—	—	—	—	—
			23. 40. 40	—	—	—	—	—	—	—	—
		Ischia	23. 39. 21 (?)	—	—	—	—	—	—	—	—
			23. 39. 13	—	—	—	—	—	—	—	—
			23. 39. 30	—	—	23. 40. 30	—	—	23. 40. 53	—	—
			23. 39. 28	—	—	23. 40. 42	—	—	23. 40. 42	—	—
			(23. 40. 5)	—	—	—	—	—	—	—	—
			(23. 40. 5)	—	—	—	—	—	—	—	—
			23. 41,2	—	—	—	—	—	—	—	—
			23. 39,6	—	—	—	—	—	—	—	—
			23. 39,1	—	—	—	—	—	—	—	—
			23. 37,1	—	—	—	—	—	—	—	—
			23. 37,6	—	—	—	—	—	—	—	—
		Padua	23. 39. 30	—	—	—	—	—	—	—	—
		Siena	23. 40. 0	—	—	—	—	—	—	—	—
		Nicolajew . .	23. 40,1	—	—	—	—	—	—	—	—
		Straßburg . .	23. 40,4 NMS	1,6	—	23. 43,1 NMS	7,0	—	23. 45,9 NS	—	—
									23. 48,6 M	—	—
		Potsdam . . .	23. 40,9	—	—	23. 43,8	—	—	23. 47,6	—	—
		Portici	(23. 40. 23)	—	—	—	—	—	—	—	—
			(23. 40. 23)	2,0	—	—	—	—	—	—	—
		Mineo	(23. 40. 35)	—	—	—	—	—	—	—	—
		Rocca di Papa	23. 40. 59	—	—	—	—	—	—	—	—
		Florenz . . .	23. 42. 13	—	—	—	—	—	—	—	—
102	15. August	Ischia	13. 28. 28	—	—	13. 32. 58	—	—	14. 2. 0	0,2	34.0
			13. 28. 35	—	—	13. 33. 23	—	—	14. 2. 0	—	34.0
			N	6,5	—	—	—	—	—	—	—
		Straßburg . .	13. 29,2 M	7,5	—	13. 38. 6	—	—	14. 1,8	—	—
			S	10,0	—	—	—	—	—	—	—
		Dorpat	13. 19. 0	—	—	13. 36,6	19,0	—	—	—	—
			13. 28. 0	—	—	13. 36,9	5–11	—	—	—	—
		Catania . . .	13. 30. 19 etwa	0,25	—	—	—	—	—	—	—
		Potsdam . . .	(13. 31,5)	—	—	13. 40,3	—	—	14. 2,3	—	—
		Rocca di Papa	(13. 37. 50)	—	—	—	—	—	14. 4. 0	1,0	30,0
			(13. 42. 0)	—	—	—	—	—	14. 4. 0	—	30,0
			(13. 39. 20)	—	—	—	—	—	—	—	—
			(14. 0. 0)	—	—	—	—	—	14. 6. 20	0,5	—
		Nicolajew . .	(13. 36,5)	—	—	—	—	—	14. 1,1	36,0	—
		Edinburgh . .	(14. 5. 0)	—	—	—	—	—	—	—	—

im Jahre 1897 registrierten Fernbeben.

Maximum h m s	Amplitude mm	Periode s	Ende h m s	Seismischer Apparat	Schüttergebiet	Epizentrum	Bemerkungen
22. 28. 37	0,5	6,0	22. 42. 55	Gr. Smgr. K. NE-SW	Insel Kischm im Persisch. Meerbusen	Kischm Br. 26° 54′ N. L. 56° 17′ EGr	Vgl. G. Agamennone, Il terremoto di Kischm. Boll. Soc. Sism. Ital., III., 1897, p. 49—56.
22. 27. 33	0,5	6,0	22. 44. 57	Gr. Smgr. K. NE-SW			
22. 34. 28	0,5	17,0	—	Hp. m. R. Kp. E-W			
—	—	—	22. 46. 0	Mksgr. V.			
22. 43,5 M	25,0	—	etwa 0. 25. Jan. 11	3 Hp. o. R.			
22. 29,6	32,0	—	23. 9,1	Hp. o. R.			
22. 33.–41 m	—	—	etwa 23. 0. 0	Hp. o. R.			
22. 37,1	14,0	—	23. 33. 0	Hp. o. R. K. NE-SW			
22. 37,7	32,0	—	23. 32. 0	Hp. o. R. K. SE-NW			Die Bewegungen d. Wind gestört.
				Gr. Smgr.			
17. 30. 28	—	—	—	Hp. m. R. Kp. N-S	Nagaoa, Japan. 16h 49m 28s MEZ in Tokyo beobachtet.	170 km NW v. Tokyo	Gestört d. Wind
—	—	—	—	3 Hp. o. R.			Gest. d. mikroseism. Unruhe
17. 32,1	—	—	18. 9,1	Hp. o. R. K. NE-SW			Vgl. F. Omori, Note on the preliminar. tremor. J. Sc. Coll. Imp. Univ. Tokyo XI, 1899, p. 152
—	—	—	18. 18. 0	Hp. o. R. K. SE-NW			
—	—	—	17. 48,9	Hp. o. R.			
23. 40. 33	3,0	8,0	23. 48. 27	Gr. Smgr. K. NE-SW	Großes Mittelmeerbeben Die äußersten Punkte der Schütterfläche werden bestimmt etwa durch Skutari in Albanien u. Malta einerseits, Ancona und Syra andererseits	Im Jonischen Meer	G. Agamennone, Il terremoto nel Mar Jonio circa la mezzanotte dal 28 al 29 maggio 1897. Boll. Soc. Sism. Ital. III., 1897, p. 193—202. — D. Eginitis, Annal. de l'Observatoire national d'Athènes 1900.
23. 41. 9	6,0	8,0	23. 53. 2	Gr. Smgr. K. SE-NW			
23. 40. 42	1,5	1,8	—	Smgr. Br. K. E-W			
—	—	—	—	Smgr. Br. K. N-S			
23. 41. 35	3,5	3,0	23. 53. 30	Gr. Smgr. K. NE-SW			
23. 41. 20	2,0	—	etwa 23. 50. 0	Gr. Smgr. K. SE-NW			
23. 42. 20	1,0	—	23. 49. 15	Ml. Smgr. K. SE-NW			
23. 42. 10s-25	—	—	23. 44. 55	Ml. Smgr. K. NE-SW			
23. 40. 38	—	—	23. 45. 0	Vf. Komp. N-S			
23. 41. 26	—	—	—	Vf. Komp. E-W			
23. 41. 26 } etwa	0,5	10,0	23. 47. 0	Hp. m. R. Kp. N-S			
23. 42. 32 } etwa	0,4	—	—	Hp. m. R. Kp. E-W			
23. 41. 6	0,8	—	23. 42. 0	Smgr. Kp. N-S			
23. 41. 8	1,7	—	23. 43. 5	Smgr. Kp. E-W			
23. 42,8	0,3	—	23. 45. 0	Geod. R. Kp. N-S			
23. 41,7	1,0	—	23. 45. 5	Geod. R. Kp. E-W			
23. 41,2	0,2	—	23. 43. 3	Hp. m. R. Kp. I			
23. 38,7	0,4	—	23. 40. 9	Hp. m. R. Kp. II			
23. 38,6	0,1	—	23. 41. 4	Hp. m. R. Kp. III			
—	—	—	23. 58. 0	Mkrsgr. V.			
—	—	—	—	Mkrsgr. V.			
23. 44,1	—	—	—	Hp. o. R.			
23. 47,3 NS	13,5	—	29. Mai 0. 24,6 S	3 Hp. o. R.			
23. 50,8 M	10,0	—	0. 18,9 M				
			0. 56,8 N				
23. 49,7	—	—	23. 54,5	Hp. o. R.			
23. 42. 0	2,0	—	23. 44. 13	Gr. Smgr. Kp. N-S			
—	—	—	23. 45. 1	Gr. Smgr. Kp. E-W			
23. 41. 0	—	—	—	Smgr. Br. Kp. E-W			
23. 41. 30	0,6	—	23. 45. 0	Gr. Smgr.			
—	—	—	—	Smgr.			
14. 8. 25	—	—	14. 45. 0	Hp. m. R. Kp. N-S	Nach G. Agamennone, Turkestan. Beobachtet in Taschkent 13h 9m 13s MEZ	Nach G. Agamennone Dschisak Br. 40° 8′ n. Lg. 67° 48′ EGr	Muschketow, Materialien z. Stud. d. Erdbeben Rußlands. S. Petersburg 1899, S. 81. (Russ.)
14. 8. 30	—	—	14. 45. 0	Hp. m. R. Kp. E-W			
—	—	—	—				
14. 11,3	12,0	—	etwa 15. 30. 0	3 Hp. o. R.			
—	—	—	—				
—	—	—	16. 19. 0	Hp. o. R. K. NE-SW			
—	—	—	16. 28. 0	Hp. o. R. K. SE-NW			
					Wahrscheinlicher ist Luzón.	Westlich vor Vigan auf dem Meeresboden	
14. 12. 28	0,3	5,0	14. 54. 0	Gr. Smgr. K. NW-SE	In Manila beobachtet 13h 17,5m MEZ		G. Agamennone, Il terrem. nel Turkestan Boll. Soc. Sism. Ital. IV., 1898, p. 120—123.
			14. 56. 17	Gr. Smgr. K. NE-SW			
			—				
—	—	—	16. 10. 0	Hp. o. R.			J. Coronas, La activid. séismic. en el Archipiélago Filipino durante el ano 1897. Manila 1899, p. 29—44
14. 14. 0	0,5	14–16	14. 40. 0	Gr. Smgr. K. N-S			
14. 15. 20	1,0	16,0	14. 40. 0	Gr. Smgr. K. E-W			
14. 12. 0	2,0	—	14. 40. 0	Hp. m. R. Kp. E-W			
—	—	—	—	Hp. m. R. Kp. N-S			
—	—	—	16. 4. 0	Hp. o. R.			
—	—	—	14. 20. 0	Vicp.			

Fünfter Abschnitt.

Die Seismologie, ihre heutigen Bestrebungen und Einrichtungen.

In den voraufgegangenen Abschnitten haben wir uns eingehend mit den bereits zutage geförderten und den noch zu erwartenden Leistungen der einzelnen Zweige der Erdbebenforschung beschäftigt. Es erübrigt nunmehr noch einige Worte der seismologischen Wissenschaft als solcher zu widmen. Dabei käme in Betracht einmal die Stellung, welche die Seismologie anderen Naturwissenschaften gegenüber einnimmt, ferner ihr Entwickelungsgang in den einzelnen Ländern unseres Erdballes bis auf den heutigen Tag, und schließlich die ihr im Dienste der Kultur zugedachte Verwertung.

I. Begriffsbestimmung und Aufgabe.

Die „Seismologie“ oder „Erdbebenkunde“ ist die Lehre von den Bewegungen der Erdrinde; sie bildet also einen selbstständigen Zweig der Geophysik und ist somit den geographischen Wissenschaften zuzuzählen.

Die Seismologie umfaßt alle Bewegungen, welche ihren Sitz in der Erde haben, gleichgültig ob deren Ursachen Vorgänge im Innern des Erdballes selbst oder Folgewirkungen von Bewegungen der Atmosphäre oder gar anderer Gestirne sind. Naturgemäß verfolgt sie in erster Linie den Zweck, die Natur der eigentlichen Erdbeben, die Häufigkeit von deren Auftreten bzw. deren gesetzmäßige Wiederholung (Periodizität), die Wirkungsweisen u. a. m. zu ergründen; jedoch selbst dabei ist ihre Tätigkeit nicht auf die mikroseismische Forschung beschränkt, viel weniger noch auf die lokalen Beobachtungen. Indem sie aber den Kreis ihrer Untersuchungen auf die verschiedenen Arten ausdehnt, in denen sich die Seismizität der Erde äußert, und zwar unter Berücksichtigung der verschiedenen Länder, trachtet sie durch direkte Beobachtungen in die inneren Zustände, das innere Leben der Gesamterde einzudringen.

Eine jede Erderschütterung ist die Wirkung zahlreicher und verschiedenartigster Ursachen; so kann eine auf den ersten Blick unscheinbare Ursache, zur rechten Zeit und am rechten Orte wirkend, die schwerwiegendsten Folgen nach sich ziehen. Die Ergründung der Natur der Erderschütterungen setzt das genaue Studium der Dichte, des Druckes, der Elastizität, sowohl der tellurischen wie auch der allgemeinen, voraus. Umgekehrt haben wir aber auch, wie G. Gerland[1]) so treffend ausführt, in der seismischen Forschung einen ganz neuen und sehr wichtigen Weg zur genaueren Kenntnis der Natur des Erdinnern vor uns; mit Recht sagt Gerland: „Was das Teleskop für das Himmelsgewölbe, das ist das Seismoskop für das Erdinnere“.

Beispielsweise ist, wie wir sahen, u. a. die Frage nach dem Verhältnis der Seismizität zum Magnetismus der Erde eine noch offene, das Studium der Gebirgsbildung berührt sich nahe mit der seismischen Forschung u. a. m. Infolgedessen läßt sich die Seismizität nicht gesondert behandeln, sie umfaßt vielmehr zugleich die sämtlichen Kräfte, sowie horizontal und radial die sämtlichen Teile der Erde; sie lehrt auch die kosmischen Umgestaltungen der Erdfeste rechnerisch greifbar erkennen, indem die Horizontalpendel selbst die äußerst geringfügigen Formveränderungen der Erdkruste anzeigen, welche die Anziehung des umlaufenden Mondes, ebenso manche Sonneneinflüsse, hervorbringen.

Die meisten naturwissenschaftlichen Disziplinen, namentlich Astronomie, Geographie, Geologie, Meteorologie und Physik sind die Hilfswissenschaften der Seismologie; aber durchweg tritt sie denselben nicht nur als Nehmende, sondern auch als Gebende entgegen.

Hieraus ergeben sich auch mancherlei Folgen, welche, wie wir noch weiterhin sehen werden, für das praktische Leben von der weittragendsten Bedeutung sind, und dadurch den Wert dieser Wissenschaft nicht unwesentlich erhöhen.

II. Geschichtliche Entwickelung.

1. Altertum. Schon die Philosophen des klassischen Altertums beschäftigten sich mit den Erdbeben. Naturgemäß beschränkte man sich zunächst auf die bloße Beschreibung des Bebenverlaufes, so wie er sich einer einzelnen Person an einem einzelnen Orte darbot; bald aber suchte man sich auch über das Wesen der Erscheinungen Rechenschaft zu geben. Bereits auf S. 40 wurde gezeigt, wie bezüglich der Entstehung der Erdbeben unter anderem einzelne Theorien aufgestellt wurden, welche im Grunde genommen den heutigen Ansichten nahe kommen; dasselbe gilt von der zweifachen Einteilung der sinnlich wahrnehmbaren Boden=

[1]) G. Gerland: „Die Kaiserl. Hauptstation für Erdbebenforschung in Straßburg und die moderne Seismologie“. In Band IV. der Beiträge zur Geophysik.



bewegungen in sukkussorische und undulatorische, welche wir schon bei Aristoteles angedeutet, bei Posidonius[1]) erstmalig klar ausgesprochen finden.

2. **Mittelalter.** Dem Mittelalter hatte, wie wegen der damals gebräuchlichen starren Anklammerung an die aristotelische Lehre kaum anders zu erwarten, die Erdbebenforschung keine weiteren Fortschritte zu verdanken.

Im 17. Jahrhundert jedoch tat Francesco Travagini einen bedeutungsvollen Schritt weiter, indem er erkannte, daß sich die Bodenbewegung in der festen Erdmasse fortpflanzt als Folge eines in deren Innern erfolgten Stoßes. Desgleichen sah er, daß sich die sukkussorischen Stöße vorwiegend an der Stelle bemerkbar machen, welche wir im modernen Sprachgebrauche Epizentrum nennen, daß sich dagegen die undulatorischen Bewegungen, die er „seitliche Vibrationen“ nannte, mehr in den vom Epizentrum entfernten Orten zeigen.

3. **Neuzeit.** Erst die neuere Zeit, namentlich aber das verflossene 19. Jahrhundert, brachte wesentliche Fortschritte auf diesem Gebiete. Zur Ergründung des Wesens der Erdbeben wurden zwei Wege eingeschlagen: Die einen beschäftigten sich mit der Verteilung der Erdbeben nach Ort und Zeit, arbeiteten also mit Hilfe der Statistik (Erdbebenkataloge). Die anderen hingegen fragten nach der Art der Bewegung, sei es der primären Bewegung im Epizentrum oder der fortgepflanzten außerhalb desselben; ihr Werkzeug ist hauptsächlich die instrumentelle Beobachtung.

Trotz aller früherer Errungenschaften kann man jedoch behaupten, daß die Seismologie bis vor etwa 30 Jahren noch in den Windeln steckte, zumal sie bis dahin in Verkennung der Tatsachen meist als Anhang zur Geologie behandelt wurde. Aber dank dem zielbewußten Vorgehen einer Reihe von hervorragenden Männern der Wissenschaft, denen bereits eine ganze Anzahl leistungsfähiger instrumenteller Hilfsmittel zur Seite steht, ist sie gegenwärtig in mächtigem Aufblühen begriffen und hat sich nunmehr zu einer selbständigen Wissenschaft entwickelt.

Bahnbrechend in dieser Hinsicht sind, wie es auch in der Natur der Sache liegt, die am meisten von Erdbeben heimgesuchten Länder gewesen, also namentlich Japan und Italien. Hier standen zwar zunächst praktische Zwecke im Vordergrunde, da eben das eingehende Studium der Erdbeben, ihrer Natur, Ursache und Verbreitung allein imstande ist, Mittel auffinden zu lassen, um den durch die Erschütte-

[1]) Seneca sagt in seiner Schrift: „Naturales questiones,“ liber VI, capitulum 21 folgendermaßen: „Duo genera sunt, ut Posidonio placet, quibus movetur terra. Utriusque nomen est proprium, altera succussio est, cum terra quatitur et sursum ac deorsum movetur, altera inclinatio, qua in latera nutat navigii more.“

rungen verursuchten Schäden nach Möglichkeit vorbeugen und begegnen zu können. Aber auch auf rein wissenschaftlichem Gebiete wurde dadurch reicher Gewinn erzielt und die Lösung zahlreicher geophysikalischer Fragen angebahnt.

III. Der heutige Erdbebenbeobachtungsdienst.

Sehen wir nunmehr zu, wie in einzelnen Ländern heutzutage der Erdbebenbeobachtungsdienst gehandhabt wird, und welche Umgestaltungen bzw. Neuschaffungen auf diesem Gebiete für die nächste Zeit bevorstehen.

1. **Japan.** In Japan ist während der letzten Dezennien auf diesem Gebiete ganz außerordentliches geleistet worden. Zwei Deutsche, **Knipping** und **Naumann**, machten den Anfang; der lange Jahre in Japan ansässig gewesene Engländer **Milne**, ferner hervorragende japanische Gelehrte, wie **Kotô**, **Omori**, **Sekiya** und manche andere mehr, schritten auf dem betretenen Pfade weiter und schlugen teilweise neue Bahnen ein, so daß das japanische Inselreich der Brennpunkt tiefgehender seismologischer Forschungen wurde; konnte doch schon 1883 im Uyenopark eine große Ausstellung von Erdbebenmeßinstrumenten veranstaltet werden.

Eine Organisation und Zentralisierung ließ nicht lange auf sich warten. Im Jahre 1892 ist hauptsächlich auf Anregung des Professors **Kikuchi** an der Universität Tokyo durch einen kaiserlichen Erlaß eine **Kommission zur Erforschung der Erdbeben** „**Shinsai-Yobô-Chôsa-Kwai**“ ins Leben gerufen worden. Da ihre Untersuchungen nicht allein der Wissenschaft als solcher, sondern nach der Lage der Dinge naturgemäß auch besonders den Forderungen des praktischen Lebens zugute kommen sollen, so ist ihr Arbeitsfeld ein sehr ausgedehntes. Es umfaßt nämlich vor allem die nachstehend aufgeführten Zweige, ohne aber damit erschöpft zu sein:

1. Sammlungen von Aufzeichnungen über Naturereignisse, wie Erd- und Seebeben, Ausbrüche von Vulkanen und Schlammsprudeln;
2. Bearbeitung einer Geschichte der seismischen Erscheinungen in Japan;
3. geologische Untersuchungen;
4. Studium über die Natur der seismischen Bewegungen;
5. Bestimmungen ihrer Fortpflanzungsgeschwindigkeit;
6. Bestimmung der Neigungen und der Pulsationen der Erdoberfläche;
7. vergleichende Studien über die seismischen Bewegungen an der Erdoberfläche und im Innern der Erde;
8. magnetische Messungen und Schaffung von magnetischen Stationen;
9. Beobachtung von Erdbodentemperaturen in großen Tiefen;
10. Messungen der Widerstandsfähigkeit verschiedener Stoffe;
11. Entwurf von Gebäuden, welche imstande sind, den Erderschütterungen zu widerstehen; Aufstellung von Häusermodellen in häufig von Erdbeben heimgesuchten Gegenden;

12. Experimentelle Versuche mittels künstlich hervorgerufener Beben über die Widerstandsfähigkeit verschiedenartigster Gebäudekonstruktionen;
13. Studien an zurzeit bestehenden Bauwerken hinsichtlich der seismischen Wirkungen;
14. vergleichende Studien an verschiedenartigen Terrainstücken hinsichtlich der Häufigkeit der Erderschütterungen;
15. Sammeln von Erfahrungen, bezweckend eine eventuelle Gegenwirkung gegen Erdstöße;
16. Veröffentlichung von Denkschriften und Berichten über die Arbeiten der Kommission.

Um einen so umfangreichen und mannigfaltigen Arbeitsstoff bewältigen zu können, wurden die Mitglieder des mit weitgehenden Vollmachten und Mitteln ausgestatteten Komitees, zu dessen Direktor Tatsuno, und Omori zum Generalsekretär ernannt worden ist, aus Vertretern der verschiedensten Wissenszweige gewählt; so sind darin vertreten Seismologen, Physiker, Geologen, Meteorologen, Ingenieure, Architekten usw. Gegenwärtig zählt man 35 ordentliche Mitglieder, wozu noch einige außerordentliche Mitglieder und Assistenten kommen. Angegliedert ist die Kommission an die naturwissenschaftliche Fakultät der Universität zu Tokyo. Sie unterhält eine Anzahl seismologischer Stationen (allein drei in verschiedenen Teilen der Hauptstadt), welche durch elektrische Leitungen untereinander und mit dem seismologischen Laboratorium der Universität in Verbindung stehen; auch hat sie fortwährenden Verkehr mit dem meteorologischen Zentralobservatorium, den einzelnen (78) meteorologischen Stationen, welche größtenteils auch mit seismischen Instrumenten (dem gewöhnlichen Gray-Milneschen Seismograph) versehen sind, ferner den Telegraphenämtern, Eisenbahndirektionen und anderen mehr. Einzelne Stationen besitzen Omorische Horizontalpendelapparate, so Anfang 1901 das seismologische Observatorium zu Hitotsubashi (Tokyo), die Universität zu Kioto, das meteorologische Observatorium zu Miyako und die Sternwarte zu Mizusawa; vorgesehen ist ferner bis zu Ende des Jahres noch eine größere Anzahl weiterer Stationen, vor allem meteorologische, mit Seismometern auszurüsten.

Als Früchte ihrer Tätigkeit während der zwölf Jahre ihres Bestehens hat die Kommission bereits eine große Zahl von Spezialuntersuchungen auf den vorerwähnten Gebieten gezeitigt, deren Resultate in 34 Bänden niedergelegt sind. Da diese aber in japanischer Sprache abgefaßt sind, so gibt das Komitee, um auch den anders redenden Forschern die Kenntnisnahme der Ergebnisse zu ermöglichen und eine Kritik und Diskussion herbeizuführen, eine Serie von Schriften unter dem Titel „Publications of the Earthquake Investigation Comittee in Foreign Languages“ heraus, welche in zwangloser

Folge die wichtigsten Arbeiten in englischer oder französischer Übersetzung bringen; hiervon sind Ende 1903 bereits 14 Bände[1]) erschienen.

2. **Philippinen.** An dem im Jahre 1865 vom Jesuitenpater Frederico Faura ins Leben gerufenen meteorologischen Observatorium in Manila wurden schon recht frühzeitig auch Erdbeben aufgezeichnet, und zwar mittels eines Vicentinischen Mikroseismographen. Jedoch begann ein eigentlicher regelrechter Erdbebenbeobachtungsdienst wohl erst nach dem spanisch-amerikanischen Kriege, als die amerikanische Regierung 1901 das Observatorium mit seinem Stationsnetze an das United States Weather Bureau anschloß und die Zahl der auf die ganze Inselgruppe verteilten Nebenstationen erheblich erweiterte. Nunmehr sind alle diese meteorologischen Stationen, 31 an der Zahl, gleichzeitig auch als Erdbebenwarten zu betrachten. An jeder dieser Warten wird ein Verzeichnis der fühlbaren Erdbeben geführt, welches Zeit, Dauer, Art und Richtung der Erschütterung, sowie deren Stärke (nach einer vereinfachten Rossi-Forelschen Skala) enthält; zur Gewinnung dieser Angaben dienen entweder Pendelapparate eigener Konstruktion, deren Aufzeichnungen unmittelbar miteinander vergleichbar sind, oder aber elektrische Seismoskope. Auch sind die einzelnen Beobachter gehalten, jeweils eine genaue Beschreibung nicht allein der Wirkungen des Erdbebens selbst, sondern auch seiner Begleiterscheinungen (vulkanische, elektrische und Schallerscheinungen) zu geben. Allmonatlich werden diese Beobachtungen dem Zentralobservatorium in Manila mitgeteilt und dort weiter verarbeitet; desgleichen werden kurze Bebennotizen jeweils den täglichen Wettertelegrammen beigefügt. Mehrere mit zahlreichen Kartenbeilagen und Figurentafeln ausgestattete Einzelabhandlungen in spanischer und englischer Sprache, welche die Patres F. Faura, M. Saderra Masó, J. Coronas zu Verfassern haben, bilden die seitherigen Ergebnisse der seismologischen Forschung auf den Philippineninseln.

3. **Italien.** Italien, dem wir eine ganze Anzahl von Seismometern verdanken, ist dasjenige von allen europäischen Ländern, wo der Erdbebenbeobachtungsdienst am frühesten mustergültig eingerichtet wurde.

Bereits anfangs der 70er Jahre des vorigen Jahrhunderts sind dort aus privaten Mitteln einzelne kleine seismische Stationen gegründet worden, welche neben Forschungen aller Art auch methodische Beobachtungen anstellten; diesen diente als Organ zur Verbreitung das 1874 von De Rossi herausgegebene „Bolletino del Vulcanismo Italiano“.

Mit dem Jahre 1879 aber wurde der Erdbebenbeobachtungsdienst vom Staate übernommen und einheitlich geregelt durch dessen Angliederung an die meteorologische Zentralanstalt zu Rom, welche seitdem

[1]) Vgl. A. Sieberg: „Japanische Erdbebenstudien“. In „Die Erdbebenwarte“, Jahrgang II, Heft 3/4, und „Naturwissenschaftliche Rundschau“ 1902, worin der Inhalt der sechs ersten Bände unter kurzer Skizzierung der Kernpunkte einiger Abhandlungen mitgeteilt ist.

den Titel „Uffizio Centrale di Meteorologia e Geodinamica“ führt; außer dem Direktor L. Palazzo und dem Assistenten Cancani sind dort noch eine Reihe wissenschaftlicher Kräfte, sowie Kanzleibeamte tätig. Verbunden mit der Zentrale ist ein die ganze Halbinsel überspannendes Netz von rund 800 Beobachtungsstationen, die voneinander je 20 km entfernt sind. Davon sind 15 Stationen I. Ordnung [darunter Ischia, Rocca di Papa, Catania[1]) und Pavia] mit selbstregistrierenden Instrumenten versehen, und 150 Stationen II. Ordnung mit Seismoskopen ausgerüstet. Sie alle haben die Pflicht, jedes Erdbeben oder jeden Vulkanausbruch der Zentrale telegraphisch anzuzeigen.

Die weiteren Berichterstatter sind angewiesen, im Falle eines Bebens an die Zentrale ihre persönlichen Wahrnehmungen auf vorgedruckten, portofreien Karten mitzuteilen. Die vom Stationsnetze einlaufenden Meldungen werden dann von der Zentrale weiter bearbeitet, wobei sie zur Vervollständigung des Bildes gegebenenfalls nach weiteren Orten Fragebogen versendet.

Niedergelegt werden die Ergebnisse dieser Forschungen in den „Annalen der Meteorologie und Geodynamik“, welche auch jedesmal ausführliche Einzelabhandlungen bringen. Außerdem veröffentlicht die Zentrale einen täglich erscheinenden Wetter- und Erdbebenbericht, welcher in großer Menge zur Verteilung und Versendung gelangt.

Überdies hat auch die „Società Sismologica Italiana“ an der Zentrale in Rom ihren Sitz, der die sämtlichen italienischen Erdbebenforscher angehören; auch diese veröffentlicht einen Jahresbericht und Abhandlungen, das „Bolletino della Società Sismologica Italiana“.

4. Schweiz. In der Schweiz begannen systematische Erdbebenbeobachtungen im August 1878, als die „Schweizerische Naturforschende Gesellschaft“ eine besondere Erdbebenkommission einsetzte. Letztere besteht zurzeit aus dem Präsidenten Billwiller, dem Vizepräsidenten Heim, dem Sekretär Früh und weiteren neun Mitgliedern.

Ihre Tätigkeit erstreckt sich auf folgende Punkte: 1. Sammlung aller auf Erdbeben in der Schweiz bezüglichen Dokumente und deren Vereinigung in einem Archiv. 2. Sammlung von Berichten über die Erdbeben der Gegenwart. 3. Organisation von Erdbebenstationen im Gesamtgebiete der Schweiz, die mit speziellen Apparaten ausgerüstet sind.

Während bisher die im Archiv an der meteorologischen Zentralanstalt zu Zürich niedergelegten älteren Erdbebenberichte noch nicht veröffentlicht worden sind, werden die aus allen Bevölkerungskreisen zahlreich einlaufenden Meldungen der gegenwärtigen Erderschütterungen

[1]) In Catania beabsichtigt A. Riccò in der Kuppel der Kirche des hl. Nikolaus ein 50 m langes Pendel aufzuhängen, welches unter anderen auch als sehr empfindliches Seismometer Verwendung finden soll.

regelmäßig durch ein Kommissionsmitglied zu einer Darstellung der seismischen Erscheinungen des betreffenden Jahres verarbeitet. Ein Verzeichnis dieser Zusammenstellungen und anderer Literatur über schweizerische Beben findet sich in den „Annalen der schweizerisch-meteorologischen Zentralanstalt“, Jahrgang 1891, Anhang Nr. 5, Früh: „Die Erdbeben der Schweiz in den Jahren 1888 bis 1891“; die folgenden Bände der Annalen enthalten die Übersichten der späteren Jahre.

Der ursprüngliche Gedanke, eine größere Zahl mit einfachen Erdbebenmeßinstrumenten ausgerüsteter Stationen einzurichten, ist bisher noch nicht zur Ausführung gelangt. Wohl wurden vorübergehend in Basel, Bern und Genf größere Seismometer aufgestellt; zurzeit aber ist nur noch im Bernoullianum zu Basel ein seit 1888 dort aufgestelltes Seismometer in Tätigkeit, welches nach den Angaben der Erdbebenkommission vom Mechaniker Büchi in Bern ausgeführt wurde (vgl. S. 232).

5. **Österreich.** Die „Kaiserliche Akademie der Wissenschaften in Wien“ setzte 1895 eine eigene Erdbebenkommission ein, deren Vorsitz E. v. Mojsisovics übernahm.

Die Aufgaben, welche sich die Kommission stellte, sind: 1. Die Anfertigung einer zuverlässigen Zusammenstellung aller historisch beglaubigten Erdbeben im Bereiche des österreichischen Staatsgebietes unter Teilung des Stoffes nach den Erfordernissen der topischen Geologie. 2. Organisation eines Erdbebendienstes in den österreichischen Ländern durch Errichtung einer Anzahl von seismographischen Stationen, die mit Erdbebenmessern ausgerüstet sind, sowie durch die Bildung eines Netzes von permanenten Beobachtungsposten.

Bei der Bildung des Beobachtungsnetzes wurde derart verfahren, daß je eine Zentralsammelstelle der einlaufenden Erdbebenberichte unter einem Referenten in Niederösterreich (Wien), Oberösterreich (Linz), Salzburg (Salzburg), Steiermark (Graz), Kärnten (Klagenfurt), Görz und Krain (Görz), Gebiet von Triest (Triest), Dalmatien und Istrien (Triest), Deutsch-Tirol und Vorarlberg (Innsbruck), Wälsch-Tirol (Trient), Deutsch-Böhmen (Prag), Tschechisch-Böhmen (Prag), Mähren und Schlesien (Brünn), Galizien (Krakau) und endlich Bukowina (Czernowitz) bestimmt wurde. Den Referenten der einzelnen Ländergebiete liegt die Pflicht ob, die lokalen Netze durch Hinzuziehung geeigneter Persönlichkeiten zu bilden, welch letztere von der Kommission ausgegebene Instruktionen, Fragebogen usw. in großer Zahl zugewiesen bekommen. Infolgedessen findet ein direkter Verkehr der Kommission mit den Beobachtern nicht statt; vielmehr berichten die Beobachter an die Referenten, und diese übermitteln die gesammelten Berichte an die Kommission.

Das so gewonnene reiche Beobachtungsmaterial wird in den all-

jährlich erscheinenden „Mitteilungen der Erdbebenkommission der Kaiserl. Akademie der Wissenschaften in Wien“ veröffentlicht; außerdem wurde bereits eine Anzahl sehr beachtenswerter Einzelabhandlungen über österreichische Erdbeben von einzelnen Referenten verfaßt und ebendort veröffentlicht.

Um die Wende des Jahrhunderts besaß Österreich sechs mit Registrierinstrumenten versehene Seismometerstationen. Die älteste von diesen ist die 1897 von der krainischen Sparkasse gegründete Erdbebenwarte in Laibach unter dem Direktor A. Belar, welche mit einem sehr reichhaltigen Instrumentarium ausgestattet ist; von diesem Institut wird auch die bekannte und bis jetzt einzige seismologische Monatsschrift „Die Erdbebenwarte“ mit ihrer Beilage „Neueste Erdbebennachrichten“ herausgegeben, welche in den Fachkreisen besonderes Ansehen genießt. Weitere Stationen, mit dem dreifachen Horizontalpendel System v. Rebeur-Ehlert, befinden sich in Kremsmünster, Lemberg, Wien und Triest. Außerdem besitzen Lemberg ein Straßburger Schwerpendel, Triest einen Vicentinischen Universalmikroseismographen; ein gleiches Instrument stellte das Hydrographische Amt der k. und k. Kriegsmarine in Pola auf. Ferner weist Böhmen die H. Benndorf unterstellte einzigartige, mit übereinstimmenden Wiechertschen astatischen Pendelseismometern ausgerüstete Doppelstation im Bergwerke Přibram auf, deren zweites Instrument sich 1120 m tief unterhalb des ersteren im Innern des Bergwerkes befindet.

6. **Ungarn.** In Ungarn ist seit dem Jahre 1882 eine Erdbebenkommission unter dem Vorsitze von Fr. Schafarzik in Tätigkeit, welche von der „Ungarischen Geologischen Gesellschaft zu Ofen-Pest“ ins Leben gerufen worden ist und sich der Unterstützung der Meteorologischen Reichsanstalt, sowie der Akademie der Wissenschaften erfreut. Ihre Organisation ist ähnlich der österreichischen, indem auch hier vornehmlich makroseismische Beobachtungen angestellt wurden. Jedoch traten im Jahre 1902 zu Budapest und O'Gyalla je ein Paar Straßburger Horizontalschwerpendel in Tätigkeit.

Anfang 1903 hat die „Königl. Ungarische meteorologische Reichsanstalt“, unter ihrem Direktor N. Thege v. Konkoly, eine Reorganisation des Erdbebenbeobachtungsdienstes übernommen, so daß an der meteorologischen Zentrale in Budapest nun eine eigene geophysikalische Sektion ins Leben gerufen wurde. Zu Anfang 1904 waren in Betrieb in O'Gyalla (meteorologisches Observatorium), sowie in Budapest (geologische Reichsanstalt) je ein Mikroseismograph nach Vicentini und ein Paar Straßburger Schwerpendel. An weiteren Vicentinischen Instrumenten beobachten Fiume (k. k. Marineakademie), Sarospatak, Segesvar und Temesvar (meteorologisches Observatorium); letztere Station verfügt außerdem noch über einen Avisator Rossi-Forel, während ein gleicher Apparat in Pecs in Tätigkeit ist.

Das Haynald-Observatorium in Kalocsa besitzt einen Brassartschen Seismographen, wohingegen in Zsomboga nur ein Quecksilberseismoskop nach Cacciatore Verwendung findet. Erdbebenreferenten waren um diese Zeit neben den in dieser Hinsicht tätigen meteorologischen Beobachtern noch nicht gewonnen. Die makroseismischen Beobachtungen werden von A. Réthly bearbeitet und teils in dem Tätigkeitsberichte der Königl. Ungarischen Meteorologischen Reichsanstalt, teils im Jahrbuche des Observatoriums zu O'Gyalla veröffentlicht. In Agram wird beabsichtigt, eine eigene Erdbebenwarte zu errichten, welche mit dem A. Mohorovičić unterstellten meteorologischen Observatorium verbunden werden soll.

7. **Balkanstaaten.** Auch hier ist in letzter Zeit mancherlei auf dem Gebiete seismologischer Forschung geschehen.

In **Griechenland** besteht schon seit mehreren Jahren an dem D. Eginitis unterstellten Nationalobservatorium in Athen eine Zentrale, wo namentlich Erdbebennachrichten gesammelt und veröffentlicht werden; von Instrumenten ist nur in Athen ein Seismometer von Agamemnone in Tätigkeit.

Bulgarien besitzt seit 1892 eine ähnliche Organisation, welche von der meteorologischen Zentralstelle in Sofia unter dem Direktor Spas Watzof ausgeht und regelmäßige Erdbebenberichte veröffentlicht; in nächster Zeit soll auch zur Errichtung mehrerer instrumentell ausgerüsteter Stationen geschritten werden.

Rumänien ist in gleicher Weise organisiert; an dem von St. Hepites geleiteten meteorologischen Observatorium in Bukarest wird an einem Paar Straßburger Schwerpendeln beobachtet.

Serbien hat in dem Königl. Observatorium zu Belgrad einen Vicentinischen Mikroseismographen aufzuweisen.

In **Bosnien** und **Herzegowina** untersteht der Erdbebenbeobachtungsdienst dem meteorologischen Landesdienst in Serajewo, wo ein v. Rebeur-Ehlertsches dreifaches Horizontalpendel aufgestellt ist; auch werden die Beobachtungsergebnisse im meteorologischen Jahrbuche veröffentlicht.

Nur die **europäische Türkei** verhält sich trotz der großen seismischen Wichtigkeit dieses Gebietes vollkommen ablehnend. Zwar ist im Jahre 1895 auf Wunsch des Sultans von Agamemnone ein Erdbebenbeobachtungsdienst nach italienischem Muster eingerichtet worden, jedoch hat derselbe nur eine sehr kurze Lebensdauer besessen.

8. **Rußland.** Ende der achtziger Jahre des 19. Jahrhunderts wurde von der „Kaiserl. Geographischen Gesellschaft" in St. Petersburg mit dem Sammeln von Erdbebennachrichten mittels Fragebogen begonnen; im Jahre 1890 gelangten zudem etwa 50 einfache Brassartsche Seismoskope in Russisch-Turkestan zur Aufstellung. Späterhin beschafften mehrere Stationen leichte Horizontalpendel nach Zöllner-Repsold und v. Rebeur-Paschwitz, nämlich Charkow (astronomi-

sches Observatorium der Universität) und Nikolajew (Observatorium des Marineressorts) 1892, Jurgew (Dorpat), Irkutsk und Taschkent 1897, Tiflis 1899. Nunmehr übernahm die „Kaiserl. Akademie der Wissenschaften" die Erdbebenbeobachtungen, welche zu diesem Zwecke in ihrem Schoße eine „permanente seismologische Zentralkommission" bildete; dieser liegt das Sammeln der Erdbebennachrichten und der instrumentellen Beobachtungen, sowie die Aufsicht über die Bearbeitung des Materials ob. An mehreren bereits bestehenden Stationen wurde der Bestand der Seismometer vergrößert, indem Irkutsk, Taschkent und Tiflis je ein Milnesches Horizontalpendel und ein Paar Straßburger Schwerpendel, letztere Station außerdem noch ein Vertikalpendel nach Cancani erhielten. In Baku wurde eine Doppelstation mit je einem Paar leichter Horizontalpendel nach Zöllner-Repsold eingerichtet; auch das meteorologische Observatorium in Moskau wurde mit mehreren Seismometern ausgerüstet. Von Stationen II. Ordnung, die mittels Straßburger Schwerpendeln beobachten, sind bereits vorhanden: Pawlowsk bei St. Petersburg, im Kaukasus Batum, Borshom, Achalkalaki und Schemacha, in Transkaspien Krasnowodsk, sowie in Ostsibirien Krasnojarsk, Kabanskol und Tschita. Außerdem steht noch die Gründung einer ganzen Reihe weiterer seismischer Stationen II. Ordnung bevor, die voraussichtlich im Laufe des Jahres 1904 in Tätigkeit treten werden, darunter Barnaul im Altai, zwei Stationen in der Mandschurei, Wladiwostok, und mehrere in Turkestan. Naturgemäß wird die Sammlung makroseismischer Beobachtungen mittels Fragebogen fortgesetzt. Die Kommission veröffentlichte in den Denkschriften der Kaiserl. Akademie der Wissenschaften bereits zahlreiche bedeutungsvolle theoretische Untersuchungen, Beschreibungen einzelner wichtiger Erdbeben, sowie seit 1902 einen von G. Lewitzki redigierten seismischen Monatsbericht. Auch geben mehrere Stationen, so Irkutsk, Nikolajew und Taschkent, regelmäßige Bebenberichte heraus.

9. **Deutschland.** Die süddeutschen Staaten besitzen schon seit längerer Zeit einen festgeordneten makroseismischen Erdbebenbeobachtungsdienst. So läßt sich in Bayern seit 1879 die Meteorologische Zentralstation zu München Erdbebennachrichten einsenden, welche sie zusammenstellt und in ihrem Jahresberichte veröffentlicht. In Baden entfaltet seit mehr als 20 Jahren die „Erdbebenkommission des Naturwissenschaftlichen Vereins zu Karlsruhe", und in Württemberg die „Erdbebenkommission des Vereins für vaterländische Naturkunde" eine rege Tätigkeit; letztere hat sogar 1892 in Hohenheim eine von K. Mack geleitete Seismometerstation eingerichtet, an welcher eine Reihe der verschiedensten Seismoskope zur Verwendung gelangen; ihre Beobachtungsergebnisse werden im württembergischen meteorologischen Jahrbuche regelmäßig veröffentlicht. Für das Königreich Sachsen wurde 1875 der Erdbebennachrichtendienst durch den Direktor der Königl.

Sächsischen Geologischen Landesanstalt, H. Credner, geschaffen; zudem besitzt Leipzig seit Anfang 1902 ein Wiechertsches astatisches Pendelseismometer, mit dessen Wartung F. Etzold betraut ist. Ähnliche Organisationen bestehen noch in Hessen-Darmstadt und Elsaß-Lothringen.

Auch fehlte es nicht völlig an instrumentellen Beobachtungen; diese wurden außer an den bereits benannten Orten angestellt in Wilhelmshaven von Börgen an Magnetographen, an der Königsstuhl-Sternwarte bei Heidelberg an einem einfachen älteren v. Rebeurschen Pendel, in Göttingen an einem Wiechertschen Instrument, sowie zu Hamburg, Jena, Potsdam und Straßburg an v. Rebeur-Ehlerts dreifachem Horizontalpendel.

Obwohl auf diese Weise im Laufe der Zeit zahlreiches und wertvolles Beobachtungsmaterial zusammengetragen worden ist, welches bereits zu mancher bedeutsamen Untersuchung die Unterlage geliefert hat, so machte sich doch allenthalben der Mangel einer einheitlichen Verteilung und Organisation bemerkbar. Dies soll aber in Bälde eine durchgreifende Änderung erfahren, so daß wir gegenwärtig in Deutschland auf dem Gebiete der Erdbebenforschung am Vorabende großer Ereignisse stehen, welche für die Zukunft von größter Tragweite zu werden versprechen.

Einen Wendepunkt in der deutschen Erdbebenforschung inaugurierte nämlich die Errichtung der **„Kaiserl. Hauptstation für Erdbebenforschung in Straßburg i. E.“**, welche im Jahre 1899 dank der rastlosen und zielbewußten Bemühungen G. Gerlands ins Leben trat. Angelegt nach den neuesten Grundsätzen und ausgerüstet mit allen zu Gebote stehenden instrumentellen und sonstigen Hilfsmitteln, ist sie das Musterinstitut nicht allein für Deutschland, sondern für die ganze Welt. Zu ihrer Leitung wurde kein anderer als G. Gerland selbst berufen, wobei ihm als Assistenten die beiden sich in den Fachkreisen eines besonderen Rufes erfreuenden Professoren E. Rudolph und B. Weigand zur Seite stehen. Neben der Lokalforschung hat dieses Institut noch eine ganze Reihe von Aufgaben der weittragendsten Bedeutung zu erfüllen, auf die weiterhin noch näher eingegangen werden soll; an dieser Stelle kommt hauptsächlich nur der Umstand in Betracht, daß es bestimmt ist, der Ausgangspunkt für die bereits beschlossene einheitliche Organisation der Erdbebenforschung in Deutschland zu werden.

Die letztere besteht nach dem von G. Gerland entworfenen und in allen Einzelheiten ausgearbeiteten Plane[1]) darin, daß das ganze Deutsche Reich mit einem dichten Netze von Erdbebenstationen überzogen wird zwecks Beobachtung sämtlicher, also der brady-,

[1]) G. Gerland: „Über Verteilung, Einrichtung und Verbindung der Erdbebenstationen im Deutschen Reiche“. Petermanns Geographische Mitteilungen 1902, Heft VII.

mikro- und makroseismischen Bodenbewegungen; bezüglich der letzteren ist die Forschung auf die Mithilfe des Publikums angewiesen. Die Stationen zerfallen in solche I. Ordnung oder **Hauptstationen**, und in solche II. Ordnung oder **Nebenstationen**.

An **instrumenteller** Ausrüstung erhalten die Hauptstationen ein **Rebeursches** Horizontalpendel mit der neuen Zweiteilung, sowie event. noch ein **Wiechertsches** astatisches Pendelseismometer, die Nebenstationen ein Paar Straßburger Horizontalschwerpendel.

Die Hauptarbeit der **Nebenstationen** ist:

1. Sammlung möglichst vieler Nachrichten über die direkt fühlbaren Beben, zum Teil mit Hilfe von Fragekarten[1]); Redaktion der eingegangenen Nachrichten, Zusammenstellung und Einsendung dieser Bearbeitungen an die nächste Hauptstation oder, je nach Verabredung mit dieser, vollständige wissenschaftliche Bearbeitung und Veröffentlichung des betreffenden Bebens.

2. Einsendung monatlicher Berichte aller gemachten Beobachtungen an die betreffende Hauptstation.

3. Aufbewahrung der Seismogramme.

4. Tägliche Beobachtung und Bedienung eines Straßburger Schwerpendels mit doppelter Komponente; das Papier wird täglich gewechselt, berußt und, mit den nötigen Angaben versehen, fixiert.

Die Hauptarbeit der **Hauptstationen** ist die Beobachtung der Fernbeben, sowie der lokalen Kleinbewegungen; dabei empfiehlt sich die Veröffentlichung kurzgefaßter Monatsberichte. Auch sind selbstverständlich vorkommendenfalls makroseismische Nachrichten in der Umgebung in der angegebenen Weise zu sammeln und, ebenso wie das einlaufende Beobachtungsmaterial aller zugehörigen Nebenstationen, einheitlich zu bearbeiten, womöglich mit kartographischer Darlegung derselben. Das ganze bearbeitete Material wird zu bestimmten Zeiten an die Zentralstation gesandt.

Die Tätigkeit der **Kaiserl. Hauptstation in Straßburg i. E.** ist eine zusammenfassende und dadurch organisierende. Sie gibt zunächst von dem makroseismischen Verhalten des gesamten Deutschland eine genaue Übersicht, event. mit kartographischer Darstellung, wie sie auch jedes Großbeben sofort kartographisch tunlichst genau notiert; diese Übersichten über das verflossene Jahr werden nach Jahresabschluß möglichst bald veröffentlicht. Ferner stellt sie die Fernbeben, womöglich mit Angabe der Epizentren, jedenfalls der übereinstimmenden Beobachtungen anderer Stationen, ebenso die sonstigen seismischen Vorkommnisse und auch die Ergebnisse der bradyseismischen Forschungen in Berichten zusammen, welche sie veröffentlicht mit besonderer Berücksichtigung der geographischen Verbreitung dieser Erscheinungen im Reiche. Außerdem werden die von den Stationen benutzten Instrumente auch an der Zentralstation fortlaufend

[1]) Vgl. S. 259.

beobachtet und bearbeitet, alle Neuerungen in der Konstruktion derselben experimentell untersucht und empfohlen, wenn sie als Verbesserungen erkannt werden. Schließlich gibt sie auf alle Anfragen der Stationen beratende Antwort.

Die Verteilung der insgesamt vorgesehenen 11 Hauptstationen und 23 Nebenstationen soll sich wie folgt gestalten:

1. **Aachen** als Hauptstation für die Rheinprovinz und Westfalen; Nebenstationen Trier, Koblenz, Marburg.

2. **Karlsruhe** als Hauptstation für Südwestdeutschland (Baden, Rheinpfalz, Elsaß-Lothringen und Württemberg); Nebenstationen Straßburg, Hohenheim, Ravensburg, Freiburg i. B., Heidelberg.

3. **Darmstadt** als Hauptstation für Hessen-Darmstadt und Hessen-Nassau; Nebenstationen Fulda, Gießen.

4. **München** als Hauptstation für das gesamte rechtsrheinische Bayern; Nebenstationen Nördlingen, Bamberg, Passau.

5. **Göttingen** als Hauptstation für Hannover und Braunschweig einschließlich des Harzes; Nebenstation Klausthal.

6. **Hamburg** als Hauptstation für Mecklenburg, Schleswig-Holstein und Oldenburg; Nebenstationen Helgoland, Rostock.

7. **Leipzig** als Hauptstation für Sachsen, die sächsische Umrandung Böhmens und die reußischen Fürstentümer; Nebenstationen Plauen, Freiberg.

8. **Jena** als Hauptstation für die Gegend östlich vom Thüringer Wald; Nebenstation Meiningen.

9. **Breslau** als Hauptstation für die nordöstliche Umrandung Böhmens, Schlesien und Posen; Nebenstationen Glatz, Görlitz, Zabrze, Bromberg.

10. **Königsberg** als Hauptstation für Ostpreußen, Westpreußen und Pommern; Nebenstation Stettin.

11. **Potsdam** als Hauptstation für die Provinz Brandenburg.

10. Holland. Am 1. Juni 1902 ist an dem „Koninklijk Nederlandsch Meteorologisch Instituut“ zu Utrecht eine seismologische Abteilung ins Leben getreten, welche M. Snellen untersteht. Zur Verwendung gelangen sollen ein Wiechertsches astatisches Pendelseismometer zur Registrierung der Fernbeben und ein optisch registrierendes leichtes Horizontalpendel nach Stückrath für die Bradyseismen.

11. Belgien. Belgien besitzt seit 1899 in der von E. Lagrange geleiteten Station Géophysique zu Uccle-Bruxelles eine musterhaft eingerichtete Erdbebenwarte; beobachtet wird dortselbst an einem dreifachen v. Rebeur-Ehlertschen Horizontalpendel, auf dessen Registrierwalze gleichzeitig ein selbstregistrierendes Deklinometer[1]) seine Kurven

[1]) Unter einem Deklinometer versteht man ein Meßinstrument für die Ablenkung der Magnetnadel vom Meridian.

aufzeichnet. Neuerdings wurden von der „Société Belge de Géologie“ und von Gönnern der Wissenschaft noch weitere gleiche Stationen eingerichtet zu Colfontaine, Quenast, Liège (Lüttich), und in dem Kohlenbergwerke zu L'Agrappe in einer Tiefe von 1200 m.

12. **Frankreich.** Bisher bringt man in Frankreich der Erdbebenforschung sonderbarerweise gar kein Interesse entgegen. Auf dem Gebiete der experimentellen Erdbebenforschung war einzig und allein der Universitätsprofessor W. Kilian in Grenoble tätig, welcher dortselbst auch eine Seismometerstation unterhält. Aber selbst diese einzige französische Erdbebenwarte vermag sich nur durch private Unterstützung am Leben zu erhalten.

13. **Spanien.** Nunmehr beabsichtigt auch Spanien, die Einrichtung eines Netzes von Erdbebenwarten in Angriff zu nehmen; jedoch sind zurzeit die Einzelheiten noch nicht festgestellt.

14. **Großbritannien.** Die „British Association for the Advancement of Science“ hat ein Erdbebenkomitee unter dem Vorsitze von J. W. Judd und J. Milne als Sekretär, sowie einen wohlorganisierten Erdbebenbeobachtungsdienst über die ganze Erde hin geschaffen. Sie hält nicht weniger als 38 Erdbebenwarten in Betrieb, welche mit dem Milneschen Horizontalpendel ausgerüstet sind; die J. Milne selbst unterstellte Station in Shide (Insel Wight) besitzt außerdem noch ein Paar Schwerpendel, sowie eine ganze Reihe sonstiger Apparate für besondere Untersuchungen. Die von der Association herausgegebenen halbjährlichen Erdbebenberichte (Circular issued by the Seismological Committee) bringen jedesmal die Beobachtungen folgender Stationen: Shide, Kew (England), Toronto (Kanada), Victoria (B. C. Kanada), San Fernando (Spanien), Abbassieh-Kairo (Ägypten), Kap der guten Hoffnung, Mauritius, Alipore-Kalkutta, Colaba-Bombay, Kodaikanal (S. Indien), Batavia (Java) und Tokyo.

15. **Skandinavien.** Eine regelmäßige Sammlung von Erdbebennachrichten wurde in **Norwegen** zuerst im Jahre 1887 durch H. Reusch ins Werk gesetzt, wobei die „Wissenschaftliche Gesellschaft in Christiania“ finanzielle Unterstützung leistete. Die Eisenbahnbeamten, Leuchtturmwächter, meteorologischen Beobachter und zahlreiche Privatpersonen senden ihre Bebenberichte auf vorgedruckten Fragebogen an das meteorologische Institut, welches in Verbindung mit der geologischen Landesanstalt die Bearbeitung und Veröffentlichung besorgt. Gegenwärtig ruht der Erdbebendienst in den Händen von K. Fr. Kolderup. Seismometer sind nicht vorhanden, jedoch ist die Aufstellung eines solchen am Museum zu Bergen in die Wege geleitet.

In **Schweden** ist E. Svedmark bemüht, die seismischen Beobachtungen in die richtigen Bahnen zu leiten.

16. **Augenblickliche Verteilung der Seismometerstationen über die Erde.** Schließlich ist in der nachstehenden Tabelle[1] für Anfang 1904 die Verteilung der Seismometerstationen auf der Erde unter Angabe der dort verwendeten Systeme dargelegt; auf Abgeschlossenheit kann diese Zusammenstellung naturgemäß keinen Anspruch erheben, um so mehr, als zurzeit die Neuschaffung solcher Stationen in vollem Gange ist. Es bedeuten:

E = v. Rebeur-Ehlerts bzw. Zöllners Horizontalpendel	}	optisch registrierende Apparate.
M = Milnes Seismograph	}	
V = Vicentinis Mikroseismograph und andere italienische Instrumente	}	mechanisch registrierende Apparate.
O = Omoris Schwerpendel	}	
B = Straßburger Schwerpendel	}	
W = Wiecherts astatisches Pendelseismometer	}	

Tabelle LXVII. Verteilung der seismischen Stationen und Instrumente zu Anfang des Jahres 1904.

Amerika.

Arequipa (Peru) **M**
Baltimore **M**
Cordoba (Argentinien) **M**
Honolulu **M**
Martinique **B**
Mexiko **M**
Philadelphia **M**
Quito **B**
Rio de Janeiro **E B**
Toronto **M**
Trinidad **M**
Vereinigte Staaten **B B B**
Victoria **M**

Afrika.

Kairo **M**
Kapstadt **M**
Mauritius **M**
Ponta Delgada (Azoren) **B M**

Australien.

Melbourne **M**
Neusüdwales **M**
Perth **M**
Sidney **M**
Wellington (Neuseeland) **M**
Cristchurch „ **M**
Westaustralien **M**

Belgien.

Brüssel **E**
Colfontaine **E**
l'Agrappe **E**
Lüttich **E**
Quenast **E**

Deutschland.

Göttingen **W**
Hamburg **E**
Heidelberg **B**
Helgoland **B**
Jena **E**
Leipzig **W**
Potsdam **E V**
Straßburg **E E M V O B W**

England, Schottland.

Bidston **M**
Birmingham **M**
Edinburg **M**
Kew **M**
Newport **M**
Paislay **M**
Shide **M**

Griechenland.

Athen **V**

Italien.

Carlo Forte (Sardinien) **V**
Catania **V**
Catanzaro **V**
Florenz **V**
Genua **V**
Mineo **V**
Padua **V**
Pavia **V**
Portici (Ischia) **V**
Rocca di Papa **V**
Rom **V**
Siena **V**
Verona **V**

Österreich usw.

Agram **V**
Budapest **B V**

[1]) Sie stellt eine von mir vorgenommene Erweiterung und Vervollständigung der Tabelle dar, welche sich bei B. Weigand: „Ausbreitung der mikroseismischen Beobachtungen", in den Verhandlungen der I. Internat. Seismologischen Konferenz, zusammengestellt findet.

(Fortsetzung der Tabelle LXVII).

Fiume V
Kalocsa V
Kremsmünster E
Laibach E V
Lemberg E B
O'Gyalla B V
Pecs V
Pola V
Pŕibram W W
Sarospatak V
Segesvar V
Serajewo E E
Temesvar V
Triest E V
Wien E

Portugal.

Coimbra M

Rumänien.

Bukarest B

Serbien.

Belgrad V

Spanien.

San Fernando M

Rußland.

Achalkalaki B
Baku E
Batum B
Borshom B
Charkow E
Dorpat (Jurjew) E
Irkutsk E M B
Kabanskol B
Krasnojarsk B
Krasnowodsk B
Moskau E B
Nikolajew E
Pawlowsk B
Taschkent E M E
Tiflis E M B
Tschita B

Indien.

Bombay M
Kalkutta M
Jugga Row M
Kodaikanal M
Madras M

Ceylon.

Colombo M

Java.

Batavia E M

Sumatra.

Padang B

Philippinen.

Manila V

Japan.

Kyoto O
Miyako O
Mizusawa O
Tokyo O M

IV. Internationale Erdbebenforschung.

1. **Vorgeschichte.** Die seismologische Forschung hat sich, wie bereits gezeigt wurde, weit über die Lokalforschung hinausgehende Ziele gesteckt. Zu deren Erreichung ist aber das Haupterfordernis jenes,

daß an möglichst vielen, über die ganze Erde verteilten Orten[1]) mit übereinstimmenden, wenigstens untereinander vergleichbaren Instrumenten und nach gleicher Instruktion beobachtet werde,

sowie ferner,

daß das so gewonnene Beobachtungsmaterial an einer Zentralstelle gesammelt, nach einheitlichen Grund-

[1]) Zwar ist die tellurische Seismizität eine Eigenschaft der Gesamterde, aber kein Land ist, wie wir gesehen haben, in seinem seismischen Verhalten gleich dem anderen. Zudem sind, wie Gerland zutreffend ausführt, keineswegs nur diejenigen Länder für die Wissenschaft von Bedeutung, welche infolge der Häufigkeit und Heftigkeit ihrer Beben für die praktische Seismologie im Vordergrunde stehen, vielmehr ist ebenso lehrreich die Erforschung der Länder, die infolge des verschiedenen Baues ihres Untergrundes eine verschiedene und, wenn nicht starke, so doch häufige Erdbebentätigkeit zeigen.

sätzen bearbeitet und dann durch Veröffentlichung den einzelnen Forschern möglichst schnell zugänglich gemacht werde.

Die Notwendigkeit dieser Forderungen ist aus inneren Gründen so einleuchtend, daß sie keiner weiteren Begründung mehr bedarf. Wie wenig aber bisher diesen Anforderungen entsprochen worden ist und auch mangels einer Organisation entsprochen werden konnte, hat der vorige Abschnitt zur Genüge dargetan. Wohl wurden schon dem 6. Internationalen Geographenkongreß, der 1895 zu London tagte, „Vorschläge zur Errichtung eines internationalen Systems von Erdbebenstationen“ [1]), verfaßt von E. v. Rebeur-Paschwitz und unterzeichnet von einer Reihe hervorragender Fachgelehrter, vorgelegt und von demselben in einer Schlußresolution gutgeheißen. Seitdem hat sich die internationale Forschung zum Teil im Anschluß an jene Vorschläge ausgebreitet; neue Stationen sind gegründet, das v. Rebeursche Instrument ist durch wesentliche Verbesserungen zum internationalen wissenschaftlichen Gebrauch geeigneter geworden, und eine Reihe von Stationen haben sich in seinem Gebrauch geeinigt. Anderseits hat John Milne seine schon längst begonnene Tätigkeit weiter ausgedehnt; er hat mit Unterstützung der englischen Regierung an sehr vielen Punkten der Erde, meist in den englischen Kolonien, sein einfaches Horizontalpendel aufgestellt und durch die weit verbreiteten und unablässigen Beobachtungen mit demselben eine wertvolle Sammlung von übereinstimmendem Material erreicht. Aber erst die Gründung bzw. Vollendung der „Kaiserlichen Hauptstation für Erdbebenforschung in Straßburg i. E.“ vermochte den Ausgangspunkt für die angestrebte Organisation abzugeben. Denn vor allem ist unsere Spezialkenntnis der gebrauchten Instrumente und ihres gegenseitigen Verhaltens noch viel zu gering, so daß die Aufzeichnungen verschiedener Instrumente bis jetzt nur im allgemeinen miteinander vergleichbar und kaum aufeinander reduzierbar sind. Diesen Mängeln abzuhelfen ist eine der wichtigsten unter den Aufgaben, welche der Hauptstation für Erdbebenforschung zu Straßburg von der Reichsregierung gestellt sind. Einen weiteren Vorteil bietet dieses Institut dadurch, daß es die Zusammenstellung und Bearbeitung der mikroseismischen Beobachtungen, welche ihm von allen Seiten zufließen sollen, zu besorgen vermag. Zu diesem Zwecke muß die Zentrale von den Stationen genaue tatsächliche Mitteilungen über die von ihnen gemachten Beobachtungen (Zeit, Dauer usw.) empfangen. Sie muß als Gegengabe bringen: die gedruckte Zusammenstellung aller ihr zugesandten Stationsbeobachtungen und deren Bearbeitung; sie muß diese Zusammenstellung und Bearbeitung in festen Heften allen Stationen übersenden. Sie kann dies nicht leisten ohne genaue Über-

[1]) Abgedruckt in Gerlands „Beiträgen zur Geophysik“, II. Bd., S. 773 bis 782; Stuttgart 1895.

sicht über die makroseismischen Erdbeben. Da diese nun von den einzelnen Stationen veröffentlicht werden, so liegt es im Interesse der letzteren, der Zentralstelle diese Veröffentlichungen zu übersenden. Auch hier wird das Äquivalent in der Zusammenstellung auch der makroseismischen Beben liegen, wie sie bei der Bearbeitung der mikroseismischen Bewegung unerläßlich ist. Diese Zusammenstellungen werden in größester Kürze gegeben. Zugleich wird durch diese Übersendung eine Zentralstelle gewonnen, in der alles, auch das makroseismische, Material vorhanden und für alle Forscher leicht zugänglich ist. Gewonnen wird ferner eine einheitliche Redaktion des verschiedenartigen mikroseismischen Materials und eine scharfe Trennung der Bearbeitung desselben von den makroseismischen Beben, in deren Scheidung, obwohl sie qualitativ wie quantitativ ganz verschiedene Erscheinungen sind, keine strenge Methode herrscht. Erst durch diese einheitliche Bearbeitung der Tatsachen wird sich ein korrektes Bild der Seismizität der Erde einerseits, des Wesens der Erdbeben anderseits ergeben. So ist der Wert eines seismischen Zentralorgans klar. Eine Reihe von Mitteilungen wird rasch durch dasselbe verbreitet, Fragen gestellt, beantwortet, die Methode, die Einheit der Beobachtung immer mehr entwickelt und gesichert.

Da alles dies durchzuführen nicht möglich ist, ohne die Unterstützung durch sämtliche Seismologen, so erließ G. Gerland, unterstützt von Helmert (Potsdam), v. Neumayer (Hamburg), v. Richthofen (Berlin), Supan (Gotha) und Wagner (Göttingen) im August 1899 einen „Aufruf zur Gründung einer internationalen seismologischen Gesellschaft", welcher dem zu Berlin im gleichen Jahre tagenden geographischen Kongresse unterbreitet wurde. Als Zweck dieser Gesellschaft, welche einen mehr privaten Charakter tragen und aus einer Vereinigung der Erdbebenwarten und Einzelforscher bestehen sollte, wurde folgendes bezeichnet:

1. Möglichste Beförderung der methodischen makroseismischen Untersuchung aller Länder, namentlich der noch stationslosen und daher seismisch wenig bekannten.
2. Möglichst einheitliche Organisation der mikroseismischen Beobachtungen.
3. Konzentration der Veröffentlichungen, die in der oben angedeuteten Form als ein Heft (mit selbständiger Paginierung) der „Beiträge zur Geophysik" [1]) erscheinen würden.

2. Die I. Internationale Seismologische Konferenz. Dieser Aufruf fand in den beteiligten Kreisen den lebhaftesten Anklang und hatte zur Folge, daß auf Einladung G. Gerlands, unterstützt

[1]) Herausgegeben von G. Gerland, Verlag von W. Engelmann in Leipzig.

durch das Auswärtige Amt des Deutschen Reiches, in den Tagen vom 11. bis 13. April 1901 zu Straßburg die „Erste Internationale Seismologische Konferenz [1])“ zusammentrat, deren Hauptaufgabe in der Stellungnahme zur Gründung der internationalen seismologischen Gesellschaft gipfelte. Vertreten waren durch Delegierte die Staaten Belgien, Deutschland, Japan, Italien, Österreich, Ungarn, Rußland und die Schweiz; außerdem hatten sich noch sonst zahlreiche Fachgelehrte eingefunden.

Die Verhandlungen hatten zum Ergebnis, daß, namentlich mit Rücksicht auf Japan und Rußland, von der Gründung der in Aussicht genommenen privaten Gesellschaft Abstand genommen wurde. Dafür wurde aber die Bildung einer „Internationalen Staaten-Assoziation“ empfohlen, ähnlich wie sie beispielsweise bei der europäischen Gradmessung stattgefunden hat; die Organe dieser Assoziation sollten bilden die „permanente Kommission“, die „Generalversammlung“ und das „Zentralbureau“. Erst durch die Teilnahme der Regierungen und deren materielle Unterstützung ist die Existenz und Tätigkeit der Stationen in allen Teilen der Erde gesichert, und dann kann die Erforschung der Seismizität der Erde wirklich planmäßig, dauernd, wissenschaftlich richtig und materiell genügend eingerichtet werden. Naturgemäß konnte die Konferenz eine Assoziation der Staaten nicht selbst beschließen, sondern nur dringend empfehlen. Die Regierung des Deutschen Reiches übernahm es, zu dem Zwecke mit den auswärtigen Staaten Verhandlungen einzuleiten; als Richtschnur für dieselben sollte den Staaten ein Statutenentwurf unterbreitet werden, dessen Ausarbeitung Gerland, Helmert (Deutschland), Omori (Japan) und Pomeranzeff (Rußland) übernahmen. Auch wurde eine provisorische Zentralstelle zu Straßburg unter Gerland geschaffen.

3. Die II. Internationale Seismologische Konferenz tagte zu Straßburg vom 24. bis 28. Juli 1903. Folgende 21 Staaten waren durch Delegierte offiziell vertreten: Japan, Rußland, Italien, England, Österreich, Ungarn, Bosnien, Griechenland, Belgien, Bulgarien, Rumänien, Spanien, Portugal, Holland, Vereinigte Staaten von Amerika, Mexiko, Argentinien, Chile, Schweiz, Schweden und das Deutsche Reich; dazu kamen noch zahlreiche weitere Fachgelehrte.

Das wesentlichste Resultat dieser Konferenz bestand darin, daß nunmehr eine Übereinkunft betreffend die Organisation der internationalen Erdbebenforschung, also die Staaten-Asso-

[1]) Näheres hierüber siehe in G. Gerland: „Die erste internationale Erdbebenkonferenz zu Straßburg“. In Petermanns „Geographischen Mitteilungen“ 1901, S. 115 bis 119.

Die gesamten Verhandlungen dieser Konferenz, redigiert von deren Sekretär E. Rudolph, sind veröffentlicht als I. Ergänzungsband zu Gerlands „Beiträgen zur Geophysik“; Leipzig 1902.

ziation, endgültig angenommen wurde. Sie wird mit denjenigen Staaten, welche beim Präsidenten der permanenten Kommission ihren Beitritt anmelden, zunächst auf 12 Jahre geschlossen, beginnend mit dem 1. April 1904. Festgelegt wurden die Zusammensetzung und Funktionen der drei vorher genannten Organe der Assoziation. Das Zentralbureau ist mit der Kaiserlich Deutschen Hauptstation für Erdbebenforschung zu Straßburg i. E. derart verbunden, daß deren Direktor zugleich Direktor des Zentralbureaus ist. Der aus Vertretern der Einzelstaaten zusammengesetzten „permanenten Kommission“ liegt die Ausführung der Beschlüsse der Generalversammlung und die Verwendung der hierfür erforderlichen Geldbeträge ob. Die „Generalversammlung“ endlich tritt mindestens alle vier Jahre zusammen und besteht aus den Delegierten der assoziierten Staaten. Die Beiträge der assoziierten Staaten und sonstige Einnahmen werden verwendet unter anderem für die Unterstützung oder Remunerierung einschlägiger theoretischer oder experimenteller Arbeiten, welche durch einen besonderen Beschluß der Generalversammlung angeordnet werden, sowie für die Gründung und Unterhaltung der von der Assoziation errichteten Observatorien.

So ist denn auf dieser Konferenz die Grundlage geschaffen worden, auf welcher sich die Regierungen der zivilisierten Staaten der ganzen Welt zu gemeinsamer Tätigkeit auf dem Gebiete der Erdbebenforschung vereinigen werden, so daß S. Günther mit Recht von dem „neuen Zeitalter der Seismologie“ sprechen konnte. Wenn aber die beiden Konferenzen ihre Aufgabe glücklich erledigt haben, so gebührt vor allem G. Gerland die Ehre.

V. Angewandte Seismologie.

Die seismologischen Untersuchungsmethoden fördern Ergebnisse zutage, welche nicht allein der exakten Wissenschaft zur Förderung, sondern auch dem praktischen Leben zum Nutzen gereichen. Sind es doch gerade praktische Fragen gewesen, deren Lösung in den erdbebenreichen Ländern, namentlich in Japan und auch in Italien, im Brennpunkte des Interesses stand und erst den Anstoß zur heutigen wissenschaftlichen Erdbebenforschung gegeben hat. Dies wird uns um so leichter verständlich, wenn wir uns das im ersten Abschnitte über die Wirkungen der Erdbeben, vor allem über die dadurch verursachten Sachschäden Gesagte ins Gedächtnis zurückrufen.

Ganz Hervorragendes ist im Laufe der Jahre auch auf diesem Gebiete bereits geleistet worden; näher auf diese Punkte einzugehen würde aber den Rahmen des vorliegenden Buches erheblich überschreiten. Trotzdem will ich es mir nicht versagen, wenigstens ein kurzes Streiflicht auf den Nutzen und die Anwendung der Seismologie für praktische Fragen zu werfen, die betreffenden Unter-

suchungsmethoden bzw. ihren Wert flüchtig zu skizzieren, ohne aber deren Ergebnisse weiter zu beleuchten.

1. Untersuchung des Baugrundes und der Erdbeschaffenheit. Stellen wir an die Spitze den bekannten Erfahrungssatz, daß unter sonst gleichen Verhältnissen jene Baulichkeiten, welche auf lockerem Boden, sei es Schotter oder Lehmgrund, stehen, stärker in Mitleidenschaft gezogen werden als Gebäude, die auf Felsboden aufgebaut sind (man denke beispielsweise nur an die sogenannten „Erdbebeninseln"); das heißt mit anderen Worten: die Form und Art der Bodenschwingungen ist abhängig von den Elastizitätsverhältnissen des Mittels, welches die Erdbebenwellen passieren. Infolgedessen zeichnen die gleichen Seismometer, an verschiedenen Punkten mit ungleicher geologischer Bodenbeschaffenheit aufgestellt, auch dementsprechend ungleichartig[1]) beeinflußte Bebenbilder auf.

Infolgedessen ist man also mit Hilfe der Erdbebenmesser in der Lage bestimmen zu können, welcher Art oder Zusammensetzung der Boden ist, der jeweils die Apparate trägt. Es möge sich beispielsweise darum handeln, sich über die Bodenfestigkeit einer sonst nicht zugänglichen Bodenstrecke, etwa für eine Tunnelbohrung, im voraus ein Urteil zu bilden. Man braucht dann nur leicht transportable und sonst zweckentsprechend eingerichtete Seismometer an den verschiedenen zu untersuchenden Punkten aufzustellen und künstliche Bodenerschütterungen hervorzurufen, am besten durch Minen, welche in einer gewünschten Tiefe zur Explosion gebracht werden. Dann werden sich diese Bodenschwingungen nach Zeit und Art verschiedenen an den einzelnen Standorten der Seismometer aufzeichnen, und bei einigem Vergleichsmaterial kann man nunmehr leicht einen Schluß ziehen auf die geologische Beschaffenheit jener Stellen, welche diese künstlich ausgelösten Schütterwellen durchlaufen haben.

Noch weiter gehend und zugleich für die Erkenntnis der dynamischen Vorgänge am Erdbebenherde von größter Wichtigkeit sind die Ausblicke, welche G. Tamman[2]) eröffnet. Derselbe hat zunächst für eine Kugel, in welcher, wie bei unserer Erde, der Druck mit der Tiefe wächst, das sogenannte „Zustandsdiagramm"[3]) eines idealen Stoffes

---

[1]) Beispielsweise zeigte sich, daß die vielfältigen künstlichen Bodenerschütterungen, hervorgerufen durch den menschlichen Verkehr, in Padua auf einem Vicentinischen Seismometer ganz andere Störungsbilder hervorriefen, als nach der Überführung desselben Instrumentes nach Laibach.

[2]) G. Tamman: „Über die Änderungen des Aggregatzustandes bei der Abkühlung eines Weltkörpers". S. 321 bis 328 des 1. Bandes, II. Lieferung der Verhandlungen der Permanenten Seismischen Kommission der Kaiserl. Akademie der Wissenschaften; St. Petersburg 1903.

[3]) Das „Zustandsdiagramm" gibt die Gleichgewichtskurven, auf denen ein Stoff in je zwei Aggregatzuständen existieren kann, wenn der Druck und die Temperatur so geändert werden, wie es die Kurven angeben. Ein



beschrieben, der gewissermaßen das Mittel einer Reihe realer Stoffe darstellt. Am Schlusse seiner Abhandlung gelangt er zu folgendem Ergebnis: „Wären die Zustandsdiagramme zahlreicher hochschmelzender Stoffe bekannt, und wäre die Lage des Erdbebenzentrums, aus dem der Druck und die Temperatur der Umwandlung erfolgt, gegeben, so hätte man in manchen Fällen die Daten zur Bestimmung der Art des Stoffes, dessen Umwandlung das Erdbeben verursachte. Aus geologischen Begleiterscheinungen könnte vielleicht auch auf die Energie- und Volumänderungen bei der Umwandlung geschlossen werden. Eine partielle Analyse der nicht zugänglichen Erdschichten auf Grund umfassender seismischer Beobachtungen und Ausarbeitung von Zustandsdiagrammen der in Betracht kommenden Stoffe ist eine Aufgabe, deren Lösung nicht unüberwindliche Schwierigkeiten entgegen zu stehen scheinen."

So darf man bereits heutzutage kaum mehr daran zweifeln, daß es im Laufe der Zeit gelingen wird, überhaupt die Zusammensetzung und Beschaffenheit nicht allein der **Erdrinde**, sondern auch des eigentlichen **Erdinnern** (vgl. S. 179, Fußnote [1]) von der Oberfläche aus mittels der Seismometer bestimmen zu können.

2. Untersuchungen betreffend die Bauart erdbebenfester Gebäude. Von besonderer Tragweite für das Wohl und Wehe des Menschen ist das Verhalten der Baulichkeiten den Erdbeben gegenüber; denn deren Zerstörung fügt dem einzelnen nicht allein meist ganz beträchtlichen materiellen Schaden zu, vielmehr hat die Erfahrung auch gelehrt, daß gerade durch Häusereinsturz bei Erdbebenkatastrophen die meisten Menschenleben verloren gehen. Namentlich in Italien [1]) und Japan [2]) hat sich schon früh die Notwendigkeit einer gewissen seismischen

---

solches Zustandsdiagramm vereinigt all unsere Kenntnisse betreffs der Änderungen des Aggregatzustandes in übersichtlicher Weise.

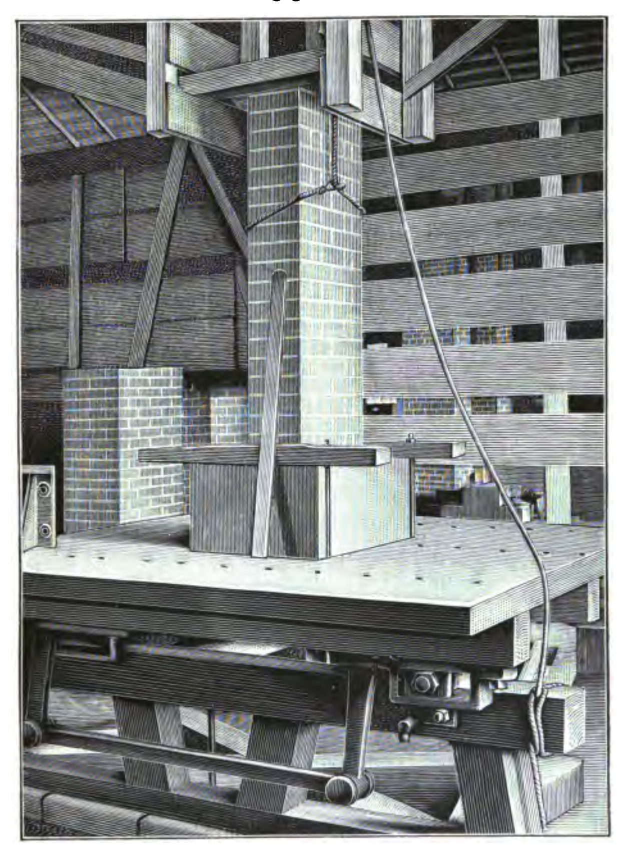
[1]) Schon die alten **Römer** nahmen gelegentlich beim Hausbau Rücksicht auf die Erdbebengefahr, und zwar schien ihnen durch zahlreiche Gewölbe und Keller einige Garantie gegen die zerstörende Gewalt der Erdstöße gegeben zu sein; nach **Plinius** sollten „aedificiorum fornices", also die Herde, die besten Zufluchtsörter in solcher Gefahr abgeben. Möglicherweise geht der Gedanke einer architektonischen Erdbebensicherung auf die **Etrusker** zurück, welche gerne über natürliche Vorgänge nachgrübelten. **Antiken** Ursprungs ist ferner der ganz berechtigte Rat, Gebäude so anzulegen, daß die Längsachse mit der als habituell für die fragliche Gegend erkannten Stoßrichtung zusammenfalle. In neuerer Zeit hat **Favaro** in seiner 1883 in Venedig erschienenen Schrift: „Norme di construzioni per aumentare la resistenza degli edifizi contro il terremoto" die Erdbebenbaukunst sachdienlich weiter ausgeführt.

[2]) Die erste Kunde über die diesbezüglichen von den Japanern angewandten Regeln findet sich in der von einem französischen Ingenieur **Lescasse** herausgegebenen Schrift: „Étude sur les constructions japonaises et sur les constructions en géneral au point de vue des tremblements de terre, et description d'un système déstiné à donner une grande sécurité aux constructions en maçonnerie", Paris 1877, in welcher er die durch Selbststudium in japanischen Städten gewonnenen Gesichtspunkte zu einem System architektonischer Ratschläge für Erdbebenländer verarbeitete.

Technik herausgestellt, welche auf der sachgemäßen Ausnutzung meist zufälliger Wahrnehmungen beruhte. Bald aber gelangte man zur Einsicht, daß ein planmäßiges und zielbewußtes Vorgehen zu weit besseren Ergebnissen führen würde.

Infolgedessen ist man dazu übergegangen, Häusermodelle, welche nach den verschiedensten Grundsätzen erbaut sind, in häufig von Erdbeben

Fig. 110.



Apparat für künstliche Erdbeben mit zum Versuch aufgesetztem Backsteinpfeiler. Nach F. Omori.

heimgesuchten Gegenden aufzustellen, um aus deren Beschädigungen für die Praxis Schlüsse (vgl. S. 114 bis 115) zu ziehen. So hat denn die japanische Erdbebenkommission eine Darlegung der wichtigsten Konstruktionsprinzipien [1]) für bebensichere Holzbauten ausarbeiten können.

[1]) „Condensed Statement on the Construction of Earthquake-proof wooden Buildings". (Mit 7 Tafeln mit Details für die verschiedenen Balkenverbände.) In Nr. 4 der „Publications of the Earthquake Investigation Committee in Foreign Languages"; Tokyo 1900.



Sehr interessant ist das Verfahren, welches in Japan zur Untersuchung von Backsteinmauerwerk bezüglich seiner Widerstandsfähigkeit gegen Erdbeben (Umstürzen und Bruch) zur Anwendung gelangt. Hierzu ist am seismologischen Laboratorium der kaiserl. Universität in Tokyo ein Apparat [1]) Fig. 110, „shaking table“ genannt, aufgestellt, eine hölzerne Plattform, welche, von Dampfkraft getrieben, horizontale und vertikale Bewegungen vollführt, deren Amplituden und Perioden beliebig gewechselt und somit den verschiedenen Bebenstärken (vgl. S. 81 bis 84) angepaßt werden können. Diesen so hervorgerufenen „künstlichen Erdbeben“ werden Backsteinkonstruktionen und -konstruktionsteile der verschiedensten Art, Formen und Materialien ausgesetzt. Jede dieser Bewegungen gelangt in ihrem horizontalen und vertikalen Betrage auf einem Papierstreifen zur Aufzeichnung, welcher sich mit gleichmäßiger Geschwindigkeit rechtwinkelig zur Bewegung der Plattform vorwärts schiebt. In dem Augenblick, wo der Pfeiler umstürzt oder bricht, kommt auf dem Registrierstreifen eine Marke zu Stande, so daß sich die zugehörige größte Geschwindigkeit und Beschleunigung aus dem Diagramme berechnen läßt.

Eine weitere Vorrichtung dient zur Prüfung von Steinpfeilern auf ihre Widerstandsfähigkeit gegen Durchbiegung; ihre Zusammensetzung ist aus Fig. 111 ersichtlich. Der zu untersuchende Pfeiler wird horizontal auf zwei feste Steinsockel gelegt und durch Bolzen unverrückbar festgehalten. Dann setzt man auf beide Enden je ein entsprechend konstruiertes Horizontalpendel (in beigegebener Figur ist nur ein Pendel aufgesetzt), derart, daß sich der Schwerpunkt genau senkrecht oberhalb der Innenkante des Steinsockels befindet. Belastet man nunmehr die Mitte des Pfeilers, so daß er Biegung erleidet, eventuell bis zum Durchbruch, dann läßt sich deren Betrag aus den Registrierungen des Pendels entnehmen. Näheres über die Ergebnisse derartiger Untersuchungen findet sich in Einzelabhandlungen in verschiedenen Bänden, namentlich in Nr. 3, 4 und 12 der „Publications in Foreign Languages“, sowie in mehr zusammenfassender Bearbeitung [2]) in den „Verhandlungen der I. Internationalen Seismologischen Konferenz“.

Außerdem sind die Schwingungen (oftmals bis zum Zusammensturz!) von Mauern, ja ganzen Gebäuden und Fabrikkaminen durch J. Milne, A. Imamura, S. Sekiya und F. Omori gemessen worden, wobei fallende schwere Massen, Minenexplosionen und Geschützfeuer die Erschütterungsimpulse abgeben mußten.

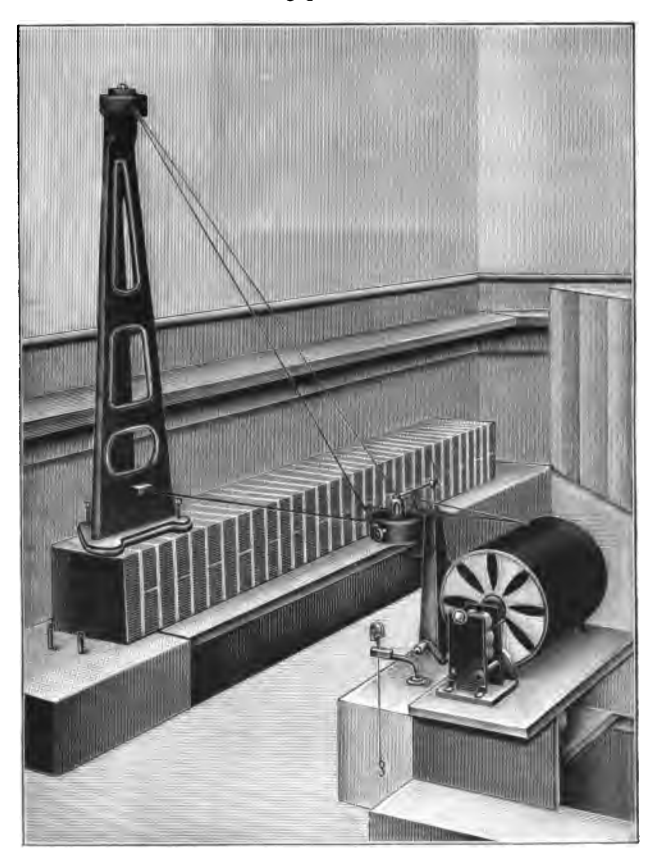
---

[1]) Beschrieben von B. Mano: „Appareil pour l'Étude théorique des Tremblements de Terre“. Ebenda, Nr. 3; Tokyo 1900. — Einen ähnlichen Apparat, der aber vornehmlich zum Studium der Erdbebenbewegungen dient, hat B. Galitzin im physikalischen Laboratorium der Kaiserl. Akademie der Wissenschaften in St. Petersburg aufgestellt; vgl. S. 221.

[2]) F. Omori: „Note on applied Seismology“, S. 375 bis 399.

3. Untersuchungen über das Verhalten von Eisenbahnbrücken. Ähnlich wie von Ewing in Schottland an der großen Firth of Forth-Brücke, in Japan von J. Milne und F. Omori[1]), so werden auch in Österreich von A. Belar Eisenbahnbrücken auf ihre Festigkeit,

Fig. 111.



Durchbiegungsmesser für Steinpfeiler. Nach F. Omori.

Durchbiegung und Schwingungen untersucht. Der große praktische Wert derartiger Messungen erhellt klar aus folgenden Ausführungen A. Belars[2]): „Es unterliegt sicherlich keinem Zweifel, daß es für den

---

[1]) F. Omori: „Note on applied Seismology", S. 347 bis 375.

[2]) A. Belar: „Über Verwendung von Erdbebenmessern bei Eisenbahnbrücken". In Nr. 2 des I. Jahrganges der Monatsschrift „Die Erdbebenwarte"; Laibach 1901.

Weitere Mitteilungen über diesen Punkt finden sich in weiteren Heften derselben Zeitschrift.

Brückenbautechniker von ganz hervorragender Bedeutung[1]) wäre, alle Bewegungsmomente, welche die Brückenträger und einzelne Teile derselben bei ruhender und rollender Belastung durch Eisenbahnzüge usw. erfahren, genau kennen zu lernen. Bei größeren Brückenobjekten wird es auch von Interesse sein, die Art und die Stärke der Schwingungen, die durch einen Sturmwind und nicht zuletzt durch Temperaturunterschiede verursacht werden, sowie Bodenoszillationen, die durch Erdbeben hervorgerufen werden, messen zu können. Alle diese verschiedenen Bewegungsarten der Brückenteile können in allen Einzelheiten mit Hilfe graphisch registrierender Instrumente festgehalten werden, indem dieselben alle empfangenen Bewegungen getreulich wiedergeben ... Aus den graphischen Aufzeichnungen werden etwaige Mängel in der Konstruktion oder Fehler im Materiale leicht erkannt werden können; ganz besonders interessante Aufschlüsse dürfen wir aber in bezug auf etwaige molekulare Veränderung der verwendeten Eisenteile erwarten, denn jede Änderung der Elastizitätsverhältnisse des Brückenkörpers wird in den Diagrammen deutlich zutage treten. Der Brückenbauer darf eine Reihe neuer Details erwarten, die ihm wertvolle Winke dafür geben werden, welche Konstruktion sich am besten bewährt. Ganz außerordentliche Behelfe werden diese Diagrammsammlungen den staatlichen Aufsichtsbehörden, den Generalinspektionen der Eisenbahnen und den Eisenbahnministerien in bezug auf die periodisch vorzunehmenden Brückenrevisionen in die Hand geben. Die automatisch aufgezeichneten Brückenbewegungen werden unbedingt das verläßlichste Material zur Beurteilung der jeweiligen Veränderungen der Brückenkonstruktion selbst und der Brückenträger bieten."

Besonders wertvolles statistisches Material, erläutert durch zahlreiche Brückenskizzen und Diagramme, bringt F. Omori in Nr. 9, 1902, der „Publications in Foreign Languages", welches das Ergebnis der Messungen an 12 japanischen Eisenbahnbrücken unter den verschiedensten Verhältnissen darstellt. Für den vorliegenden Zweck hat F. Omori eigens zwei besondere leicht transportable Meßinstrumente, einen „Durchbiegungsmesser" („Deflectograph") und einen „Schwingungsmesser" („Vibration Measurer" oder „Strong Motion Seismograph") konstruiert.

4. Anderweitige Untersuchungen. Es ließe sich leicht noch eine ganze Reihe von Einrichtungen aufzählen, welche, wenn auch gegen-

[1]) So führt A. Föppl als einen möglichen Grund für den Einsturz der Birsbrücke bei Mönchenstein den Synchronismus der natürlichen Schwingungen des Obergurtes mit gewissen von der Lokomotive hervorgerufenen Erregungen an; die letzteren dürften denjenigen Kräften entsprechen, welche die zum Massenausgleich benutzten Zusatzgewichte vermöge ihrer Zentrifugalkraft in vertikaler Richtung auf die Schienen übertragen. Aus A. Sommerfeld: „Beiträge zum dynamischen Ausbau der Festigkeitslehre", im 3. Jahrgange, Nr. 12 und 13 der „Physikalischen Zeitschrift".



wärtig noch nicht, so doch jedenfalls in der Zukunft direkten praktischen Nutzen aus den Erdbebenstudien ziehen werden. Als solche wären unter anderen zu nennen: Bergwerksarbeiten, Fabriktätigkeit in ihrem Einflusse auf die Fabrik selbst, sowie auf umliegende Gebäude; militärische Bauten, namentlich solche, die rasch errichtet und benutzt werden müssen; die Erschütterungen auf Dampfschiffen usw. usw. Selbst die bradyseismischen Bewegungen infolge säkularer Hebungen oder Senkungen sind für die Praxis von Bedeutung, indem sich durch sie beispielsweise ein Hafen nach seiner baulichen Fertigstellung seichter erweist als nach den Plänen beabsichtigt war.

5. **Schlagwetter.** Es ist allgemein bekannt, welche Verheerungen die Schlagwetter [1]) in den Gruben anzurichten vermögen, so daß direkt einleuchten muß, welchen Gewinn an Leben, Gesundheit und Wohlstand jedes Mittel bringt, welches dazu dient, diesen schlimmen Feind des Bergmannes aufzuspüren, um seinen Wirkungen erfolgreich begegnen zu können. Auch auf diesem Gebiete hat die Seismologie bereits Erfolge zu erzielen vermocht. Forel hat nämlich gezeigt, daß es angebracht ist, auf Grubengase zu achten an den Tagen, welche einem am Orte fühlbaren, selbst noch so schwachen Erdbeben nachfolgen. Neuere Arbeiten, namentlich belgischer Forscher [2]), scheinen W. Láska Recht zu geben, wenn er diese Regel auch auf die „Pendelunruhe" ausdehnt. Chancourtois und Chesneau haben nämlich auf Grund ihrer Untersuchungen als sehr wahrscheinlich hingestellt, durch fortgesetztes Rütteln werde die Erschließung der Ritzen und Spalten im Gestein, aus denen die schlimmen Wetter ausströmen, erleichtert, und der Austritt könne mit verhältnismäßig größerer Leichtigkeit erfolgen. Ferner sagt S. Günther [3]): „Unter allen Umständen muß die Art und Weise, wie sich einerseits die Frequenz der Schlagwetter und anderseis diejenige der Erzitterungen des Bodens als durch das Gefälle der Luftströmungen bedingt erweisen, dazu führen, eine gewisse nahe Beziehung zwischen beiden Erscheinungen gelten zu lassen." Die Entscheidung in dieser Angelegenheit dürfte wohl infolge der Organisation des seismologischen Beobachtungsdienstes

---

[1]) Unter „Wetter" überhaupt versteht der Bergmann die Luft in den unterirdischen Räumen. Wenn jedoch das in der Kohle eingeschlossene sogenannte „Grubengas" (von der chemischen Formel CH_4) sich mit dem atmosphärischen Sauerstoff verbindet, so entstehen Gasgemenge von ganz hervorragend explosivem Charakter; der nie fehlende Kohlenstaub verschärft noch die Explosionsgefahr.

[2]) Beispielsweise Gérard und van den Broeck: „Projet d'un programme de recherches à faire sur les phénomènes et sur le dégagement du grisou". Im Jahrgang 1898 des Bulletin de la Société belge de Géologie.

[3]) S. Günther: „Luftdruckschwankungen in ihrem Einflusse auf die festen und flüssigen Bestandteile der Erdoberfläche". Im II. Bande von Gerlands „Beiträgen zur Geophysik"; Stuttgart 1894.

in Belgien, namentlich durch die Aufstellung von Seismometern in Kohlengruben, nicht lange mehr auf sich warten lassen.

6. **Erdbeben-Vorhersagen.** Der allergrößte, ja geradezu unermeßlich praktische Vorteil würde aber der Menschheit naturgemäß dann erwachsen, wenn man mit einiger Gewißheit das Auftreten von Erdbeben im voraus ankündigen könnte, etwa in der Art, wie es bei den Wetterprognosen, namentlich den Sturmwarnungen der Fall ist; denn dadurch ließen sich geeignete Schutzmittel finden, welche entweder im Augenblicke der Gefahr von Nutzen wären, oder auch gewisse Deckung dauernd gewährten. Leider muß man aber gleich von vornherein ausdrücklich betonen: „Nach dem heutigen Stande der seismologischen Wissenschaft ist irgend welche Möglichkeit, mit einer gewissen Wahrscheinlichkeit zukünftige Erdbebenstöße vorhersagen zu können, vollständig ausgeschlossen.“

Trotz dieser wenig tröstlichen Aussicht dürfte es von Interesse sein, die dahin zielenden Versuche[1] mit einigen Worten zu streifen und dabei deren Wert bzw. Unwert zu kennzeichnen. Liegt es doch ganz in der Natur der Sache, daß man schon im grauen Altertum eifrig nach der Erkenntnis von Anzeichen und Vorboten zukünftiger Erdbeben zum Zwecke der Vorhersage trachtete, und selbst noch in dem sonst so praktisch angelegten XIX. Jahrhundert tauchten immer wieder neue derartige Theorien auf.

Manchen Gelehrten des griechischen Altertums, namentlich dem Anaximander, dem Anaximenes, dem Pythagoras und dem Pherekydes wurde die Gabe zugeschrieben, aus gewissen astrologischen Zeichen, der Beobachtung des Vogelfluges, der Beaufsichtigung der Quellen und Brunnen usw. ein Erdbeben zu prophezeien. Die schon von Plinius vorgeschlagene und empfohlene Kontrolle der Brunnen mag, wie wir bereits im ersten Abschnitte gesehen haben, immerhin einigen Wert haben; dies will für das Erdbeben von Belluno Taramelli bestätigt wissen. Wenn andere aber aus dem Aussehen der Atmosphäre auf bevorstehende Erdbeben Schlüsse[2] ziehen wollen, so brauchen dem nur die Ausführungen auf S. 122 ff. entgegengehalten zu werden. Kaum anders verhält es sich mit magnetischen (S. 127)

[1]) S. Günther gibt im I. Bande (Stuttgart 1897) seines „Handbuch der Geophysik“ auf S. 453 bis 457 eine, wie immer, erschöpfende Zusammenstellung derartiger Theorien. — Vgl. auch zwei von Favaro verfaßte Monographien: „Intorno ai mezzi usati dagli antichi per attenuare le disastrose consequenze dei terremoti“, Venedig 1874, und „Nuovi studi ai mezzi . . .“, Venedig 1875, welche der geschichtlichen Seite der Erdbebenprognose gewidmet sind.

[2]) Fron glaubt in seiner Schrift: „Sur la prévision de certaines tremblements de terre“, LXXVI der Comptes Rendues de l'Académie Française, sogar ein ganzes System atmosphärisch-optischer Vorzeichen zusammenstellen zu können.

und elektrischen[1]) Vorläufern eines Erdbebens; von den diesbezüglichen neueren japanischen Beobachtungen, wie sie Yamasaki und andere mehr mitgeteilt haben, bis zu einem wirklichen System der Bebenprognose ist noch ein weiter Weg. Das Gleiche gilt von der einem Erdbeben manchmal voraufgehenden mikroseismischen Bodenunruhe (vgl. S. 184).

Wenden wir uns nunmehr den kosmischen Beeinflussungen der Erdbebentätigkeit zu. Auch hier begegnen wir, ebenso wie in der Meteorologie, den Falbschen „kritischen Tagen“ erster bis dritter Ordnung. Es ist leider eine zweifellose Tatsache, daß Prognosen, welche sich auf den Einfluß des Mondes gründen, und deren Unhaltbarkeit von den verschiedensten Seiten sowohl theoretisch als auch praktisch durch unwiderlegliche Tatsachen nachgewiesen wurde, trotzdem noch eine unglaubliche Verbreitung und eine sehr große Zahl von Anhängern selbst in gebildeten Kreisen besitzt. R. Falb[2]) und schon vor ihm Al. Perrey[3]) gehen von dem Grundsatze aus, daß vulkanische und seismische Erscheinungen sich infolge der wechselnden Anziehung einstellen, mit welcher Mond und Sonne auf das Magmameer des Erdinneren wirken. Infolgedessen nennt Falb bekanntlich jeden auf die Neumonds- und Vollmondszeit fallenden Tag einen „kritischen“ und behauptet, daß in diesen Tagen irgendwo irgend etwas Besonderes vorgehe; Wolkenbrüche, Gewitter im Winter, Erdbeben, Schlagwetter, Stürme, Überschwemmungen usw. sollen an diesen „kritischen Tagen“ vornehmlich zu erwarten sein. Da aber nach seiner Meinung auch an den drei dem „kritischen Tage“ vorausgehenden oder nachfolgenden Tagen solche Ereignisse eintreffen dürfen, so sind während eines Mondumlaufes von 28 Tagen 2 × 7 Tage belegt, und es wird schon nach den Gesetzen der Wahrscheinlichkeit von je zwei derartigen Ereignissen eins auf einen jener 14 Tage fallen müssen, also als Treffer gezählt werden können. Daß solchen „Treffern“ die gleiche Zahl von Nichttreffern gegenübersteht, das pflegt man vornehm zu ignorieren. J. M. Pernter hat nachgewiesen, daß all diese Erscheinungen[4]), die allerdings an kritischen

[1]) Damit hängt der im XVIII. Jahrhundert vielfach besprochene Gedanke zusammen, sogenannte „Erdbebenableiter“ (italienisch „paratremuoti“) zu konstruieren; Priestley, der in den Erdbeben elektrische Kraftäußerungen erblickte, dachte an hochfliegende Drachen, um einen milden Ausgleich zwischen Luft- und Erdelektrizität herbeizuführen.

[2]) R. Falb: „Grundzüge zu einer Theorie der Erdbeben und Vulkanausbrüche“; Graz 1869. — „Gedanken und Studien über den Vulkanismus“; Graz 1876. — „Von den Umwälzungen im Weltall“; Wien 1881.

[3]) Al. Perrey: Propositions sur les tremblements de terre et les volcans“; Paris 1863.

[4]) Desgleichen wurde unter anderen von Noguès in der Abhandlung: „Réfutation de la théorie sismologique de Falb“, in dem Sitzungsbericht vom 22. August 1894 der Société Scientifique de Chili nachgewiesen, daß von 4943 amerikanischen Erdbeben 1225 auf den Neumond, 1221 auf das erste Viertel, 1278 auf den Vollmond und 1218 auf das letzte Viertel fielen; man sieht,

Tagen vorkommen, genau ebenso oft an den anderen Tagen eintreten. Aber ganz abgesehen hiervon ist eine ganze Reihe schwerwiegender Bedenken geophysikalischer [1]) Natur gegen diese Theorie erhoben worden, worauf aber näher einzugehen hier zu weit führen würde; so entbehrt denn die Falb-Perreysche Theorie auch jeglichen wissenschaftlichen Untergrundes.

Einen höheren wissenschaftlichen Wert darf jene astronomisch-geologische Hypothese beanspruchen, welche einen gewissen Parallelismus zwischen der Beben- und Sonnenfleckenhäufigkeit aufzudecken beabsichtigt. Jedoch ist man auch da von irgend welchen gesicherten Ergebnissen noch sehr weit entfernt, und selbst für eine bloß statistische Betrachtung liegt noch kein ausreichendes Beobachtungsmaterial vor.

Auf einen reelleren naturwissenschaftlichen Boden sehen wir uns aber wiederum versetzt, sobald wir die Erdbebengeräusche (vgl. S. 117 ff.) in Betracht ziehen. Jedoch selbst in diesem Falle lassen sich keine Schlüsse allgemeinerer Art ziehen; denn davon, daß jedes Erdbeben von einer Detonation eingeleitet werde, oder aber, daß ein Bodengeräusch ohne nachfolgendes Erdbeben unerhört sei, kann durchaus keine Rede sein.

Auch mit dem Aufsuchen von Erdbebenvorboten aus dem Tierreiche ist kein besonderer Erfolg erzielt worden. Zwar mangelt, wie aus den Ausführungen auf S. 134 zu ersehen ist, einer solchen Art der Prognosenstellung nicht ein Körnchen Wahrheit; allein irgend welches systematische Verfahren läßt sich auf ein so unsicheres Prinzip nicht begründen.

Alle die hier besprochenen Theorien, ganz abgesehen von manchen Hypothesen, welche jeglicher wissenschaftlicher Grundlage entbehren und daher an dieser Stelle nicht einmal namhaft gemacht wurden, sind nicht imstande gewesen, für die Voraussicht eines Erdbebenereignisses einen wesentlichen Beitrag zu leisten; haben sich doch die wenigen vermeintlichen Erfolge nachträglich durchweg als Zufälligkeiten erwiesen. Mit Interesse wird zwar der Seismologe Versuche solcher Art verfolgen; aber ein wissenschaftlich haltbares Ergebnis dürften dieselben doch wohl nicht so bald zutage fördern, als manche Kreise anzunehmen geneigt sind.

---

daß die Verteilung auf die Kardinalpunkte der Mondbahn eine nahezu gleichmäßige ist, während sich nach Falb die Syzygien von den Quadraturen stark abheben müßten.

[1]) So namentlich von R. Hoernes: „Die Erdbebentheorie Rudolf Falbs und ihre wissenschaftliche Grundlage“; Wien 1881.

Hilfstafeln zur Berechnung der Fernbeben.

Aufgestellt von W. Láska.

Nähere Anleitung für den Gebrauch dieser Tafeln findet sich auf Seite 295 bis 302.

Tafel I.

$V_1 = 0{,}0$ Minuten.

$\varDelta$ km	V_2 Minuten	B Minuten	$\varDelta$ km	V_2 Minuten	B Minuten
500	1,5	1,5	3 000	4,0	9,0
600	1,6	1,8	3 100	4,1	9,3
700	1,7	2,1	3 200	4,2	9,6
800	1,8	2,4	3 300	4,3	9,9
900	1,9	2,7	3 400	4,4	10,2
1 000	2,0	3,0	3 500	4,5	10,5
1 100	2,1	3,3	3 600	4,6	10,8
1 200	2,2	3,6	3 700	4,7	11,1
1 300	2,3	3,9	3 800	4,8	11,4
1 400	2,4	4,2	3 900	4,9	11,7
1 500	2,5	4,5	4 000	5,0	12,0
1 600	2,6	4,8	4 100	5,1	12,3
1 700	2,7	5,1	4 200	5,2	12,6
1 800	2,8	5,4	4 300	5,3	12,9
1 900	2,9	5,7	4 400	5,4	13,2
2 000	3,0	6,0	4 500	5,5	13,5
2 100	3,1	6,3	4 600	5,6	13,8
2 200	3,2	6,6	4 700	5,7	14,1
2 300	3,3	6,9	4 800	5,8	14,4
2 400	3,4	7,2	4 900	5,9	14,7
2 500	3,5	7,5	5 000	6,0	15,0
2 600	3,6	7,8	5 100	6,1	15,3
2 700	3,7	8,1	5 200	6,2	15,6
2 800	3,8	8,4	5 300	6,3	15,9
2 900	3,9	8,7	5 400	6,4	16,2

Fortsetzung der Tafel I.

Δ km	V_2 Minuten	B Minuten	Δ km	V_2 Minuten	B Minuten
5 500	6,5	16,5	9 000	10,0	27,0
5 600	6,6	16,8	9 100	10,1	27,3
5 700	6,7	17,1	9 200	10,2	27,6
5 800	6,8	17,4	9 300	10,3	27,9
5 900	6,9	17,7	9 400	10,4	28,2
6 000	7,0	18,0	9 500	10,5	28,5
6 100	7,1	18,3	9 600	10,6	28,8
6 200	7,2	18,6	9 700	10,7	29,1
6 300	7,3	18,9	9 800	10,8	29,4
6 400	7,4	19,2	9 900	10,9	29,7
6 500	7,5	19,5	10 000	11,0	30,0
6 600	7,6	19,8	10 100	11,1	30,3
6 700	7,7	20,1	10 200	11,2	30,6
6 800	7,8	20,4	10 300	11,3	30,9
6 900	7,9	20,7	10 400	11,4	31,2
7 000	8,0	21,0	10 500	11,5	31,5
7 100	8,1	21,3	10 600	11,6	31,8
7 200	8,2	21,6	10 700	11,7	32,1
7 300	8,3	21,9	10 800	11,8	32,4
7 400	8,4	22,2	10 900	11,9	32,7
7 500	8,5	22,5	11 000	12,0	33,0
7 600	8,6	22,8	11 100	12,1	33,3
7 700	8,7	23,1	11 200	12,2	33,6
7 800	8,8	23,4	11 300	12,3	33,9
7 900	8,9	23,7	11 400	12,4	34,2
8 000	9,0	24,0	11 500	12,5	34,5
8 100	9,1	24,3	11 600	12,6	34,8
8 200	9,2	24,6	11 700	12,7	35,1
8 300	9,3	24,9	11 800	12,8	35,4
8 400	9,4	25,2	11 900	12,9	35,7
8 500	9,5	25,5	12 000	13,0	36,0
8 600	9,6	25,8	12 100	13,1	36,3
8 700	9,7	26,1	12 200	13,2	36,6
8 800	9,8	26,4	12 300	13,3	36,9
8 900	9,9	26,7	12 400	13,4	37,2

Tafel II.

Δ km	(Δ) °	(Δ) ′	log cos (Δ)	Δ km	(Δ) °	(Δ) ′	log cos (Δ)
500	4	30	9,9987	4 500	40	29	9,8812
600	5	24	9,9981	4 600	41	23	9,8752
700	6	18	9,9974	4 700	42	17	9,8691
800	7	12	9,9966	4 800	43	11	9,8628
900	8	6	9,9956	4 900	44	5	9,8563
1 000	9	0	9,9946	5 000	44	59	9,8496
1 100	9	54	9,9935	5 100	45	52	9,8441
1 200	10	48	9,9922	5 200	46	46	9,8357
1 300	11	42	9,9909	5 300	47	40	9,8283
1 400	12	36	9,9894	5 400	48	34	9,8207
1 500	13	30	9,9878	5 500	49	28	9,8128
1 600	14	24	9,9861	5 600	50	22	9,8047
1 700	15	18	9,9842	5 700	51	16	9,7964
1 800	16	12	9,9824	5 800	52	10	9,7877
1 900	17	6	9,9804	5 900	53	4	9,7780
2 000	18	0	9,9782	6 000	53	58	9,7696
2 100	18	54	9,9759	6 100	54	52	9,7600
2 200	19	48	9,9735	6 200	55	46	9,7502
2 300	20	42	9,9710	6 300	56	40	9,7400
2 400	21	36	9,9684	6 400	57	34	9,7294
2 500	22	30	9,9656	6 500	58	28	9,7185
2 600	23	24	9,9627	6 600	59	22	9,7072
2 700	24	18	9,9597	6 700	60	16	9,6955
2 800	25	12	9,9558	6 800	61	10	9,6833
2 900	26	6	9,9533	6 900	62	4	9,6706
3 000	26	59	9,9499	7 000	62	58	9,6575
3 100	27	53	9,9464	7 100	63	52	9,6439
3 200	28	47	9,9427	7 200	64	46	9,6297
3 300	29	35	9,9393	7 300	65	40	9,6149
3 400	30	33	9,9350	7 400	66	34	9,5995
3 500	31	29	9,9308	7 500	67	28	9,5838
3 600	32	23	9,9266	7 600	68	22	9,5666
3 700	33	17	9,9222	7 700	69	16	9,5490
3 800	34	11	9,9176	7 800	70	10	9,5306
3 900	35	5	9,9129	7 900	71	4	9,5112
4 000	35	59	9,9080	8 000	71	58	9,4908
4 100	36	53	9,9030	8 100	72	52	9,4692
4 200	37	47	9,8978	8 200	73	46	9,4465
4 300	38	41	9,8924	8 300	74	40	9,4223
4 400	39	35	9,8869	8 400	75	34	9,3966

Fortsetzung der Tafel II.

Δ	(Δ)		log cos (Δ)	Δ	(Δ)		log cos (Δ)
km	°	′		km	°	′	
8 500	76	28	9,3692	10 500	94	27	8,8898
8 600	77	22	9,3399	10 600	95	21	8,9696
8 700	78	16	9,3083	10 700	96	15	9,0369
8 800	79	10	9,2740	10 800	97	9	9,0951
8 900	80	4	9,2368	10 900	98	2	9,1453
9 000	80	57	9,1967	11 000	98	56	9,1911
9 100	81	51	9,1516	11 100	99	50	9,2324
9 200	82	45	9,1011	11 200	100	44	9,2701
9 300	83	39	9,0438	11 300	101	38	9,3046
9 400	84	33	8,9776	11 400	102	32	9,3365
9 500	85	27	8,8994	11 500	103	26	9,3661
9 600	86	21	8,8039	11 600	104	20	9,3937
9 700	87	15	8,6810	11 700	105	14	9,4195
9 800	88	9	8,5090	11 800	106	8	9,4438
9 900	89	3	8,2196	11 900	107	2	9,4668
10 000	89	57	6,9408	12 000	107	56	9,4884
10 100	90	51	8,1713	12 100	108	50	9,5090
10 200	91	45	8,4848	12 200	109	44	9,5285
10 300	92	39	8,6650	12 300	110	38	9,5470
10 400	93	33	8,7918	12 400	111	32	9,5647

Tafel III.

Genäherte Positionen der wichtigsten Erdbebenwarten.

Station	φ		von Gr. λ		*log x*	*log y*	*log z*
	°	'	°	'			
Batavia	— 6	8	+ 106	48	9,4585$_n$	0,9786	0,0287$_n$
Brüssel	+ 50	51	+ 4	22	9,7990	8,6819	9,8896
Budapest	+ 47	30	+ 19	6	9,8051	9,3445	9,8676
Bukarest	+ 44	26	+ 26	6	9,8070	9,4971	9,8451
Catania	+ 37	30	+ 15	5	9,8842	9,3148	9,7846
Charkow	+ 50	0	+ 36	14	9,7147	9,5797	9,8843
Dorpat (Jurgew) .	+ 58	23	+ 26	43	9,6705	9,3723	9,9302
Edinburg	+ 55	57	— 3	10	9,7475	8,4904$_n$	9,9183
Florenz	+ 43	49	+ 11	13	9,8499	9,1472	9,8403
Grenoble	+ 45	11	+ 5	44	9,8459	8,8477	9,8509
Hamburg	+ 53	34	+ 10	1	9,7670	9,0141	9,9056
Ischia	+ 40	44	+ 13	57	9,8665	9,2617	9,8146
Jena	+ 50	56	+ 11	35	8,7906	9,1023	9,8901
Kremsmünster . .	+ 48	3	+ 14	8	9,8117	9,2128	9,8714
Laibach	+ 46	3	+ 14	30	9,8273	9,2400	9,8573
Leipzig	+ 51	20	+ 12	23	9,7855	9,1270	9,8925
Lemberg	+ 49	50	+ 24	1	9,7702	9,4192	9,8832
Moskau	+ 55	45	+ 37	34	9,6494	9,5355	9,9173
Nikolajew	+ 46	58	+ 31	58	9,7626	9,5579	9,8639
Padua	+ 45	24	+ 11	52	9,8371	9,1595	9,8525
Pavia	+ 45	11	+ 9	9	9,8425	9,0495	9,8509
Pola	+ 44	52	+ 13	50	9,8377	9,2291	9,8485
Potsdam	+ 52	23	+ 13	4	9,7742	9,1399	9,8988
Rio de Janeiro .	— 22	55	— 43	10	9,8272	9,7994$_n$	9,5904$_n$
Rocca di Papa . .	+ 41	46	+ 12	42	9,8619	9,2148	9,8235
Rom	+ 41	54	+ 12	29	9,8614	9,2065	9,8247
Shide	+ 50	41	— 1	17	0,8017	8,1520$_n$	9,8886
Siena	+ 43	20	+ 11	20	9,8532	9,1552	9,8365
Straßburg	+ 48	35	+ 7	46	9,8166	9,9513	9,8750
Tokyo	+ 35	41	+ 139	45	9,7920$_n$	9,7200	9,7659
Triest	+ 45	39	+ 13	45	9,8318	9,2205	9,8544
Verona	+ 45	27	+ 10	59	9,8380	9,1260	9,8529

Namenregister.

Sachregister.

*) Hier sind nur die im Texte außerhalb des Kapitels „Geographische Verteilung“ erwähnten Erdbeben aufgeführt; das gleiche gilt von den Seebeben und submarinen Eruptionen.







